



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА

2007

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

Том II



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

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

**Материалы
XL Тектонического совещания**

Том 2

Москва
ГЕОС
2007

ББК 26.323

Т 67

УДК 549.903.55(1)

Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XL Тектонического совещания. Том 2. – М.: ГЕОС, 2007 – 408 с.
ISBN 5-89118-114-2

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, Программы Президиума РАН «Поддержка молодых ученых»

Ответственный редактор
Ю.В.Карякин

На обложке: Архипелаг Франца-Иосифа. Остров Земля Александры. Залив Дежнева. Комплекс параллельных даек. Фото Ю.В.Карякина, 2006 г.

ББК 26.323

© ГИН РАН, 2007

© ГЕОС, 2007

Ю.Ф. Малышев¹, В.Я. Подгорный¹, П.Ю. Горнов¹

Трехмерная модель Амурской литосферной плиты

Границы литосферных плит определяются по геологическим данным и сейсмичности, при этом преимущественно по эпицентрам очагов землетрясений, которые в большинстве случаев относятся к верхнекоровым. Этот способ выделения и изучения литосферных плит, по сути, является двухмерным. По определению, литосферная плита – трехмерный объект и, следовательно, необходимость построения ее объемных моделей не вызывает сомнений. Эта процедура разбита нами на три операции: построение глубинных разрезов структур ограничения плиты, выделение литосферного слоя и рельефа его подошвы, объемная характеристика структуры модели в целом.

Сложность проведения этих операций заключается в том, что, во-первых, выделение границ Амурской плиты разными геологами не однозначно [5, 6]; во-вторых, сами границы плиты могут быть представлены не обязательно линиями, а полосами сложного внутреннего строения [1, 2, 4].

Нами выполнено сейсмогравитационное моделирование литосферы по сейсмическим профилям ГСЗ-МОВЗ и геотрансектам, пересекающим границы Амурской плиты с построением плотностных разрезов литосферы и верхней части астеносферы [5, 7–9]. По геотермическим, геоэлектрическим (МТЗ) данным и поверхностным сейсмическим волнам была рассчитана мощность литосферной плиты и построена карта рельефа ее подошвы, с использованием литературных материалов [3, 12].

В результате была создана и описана трехмерная модель литосферы Амурской плиты, приведенная на рисунке. Модель в плане представлена распределением участков с мощностью литосферы менее 100 км, обозначенных на рисунке темными оттенками и более 100 км – светлым. Третья координата задана в цифровой форме в виде изолиний мощности литосферы или глубин до ее подошвы. На рисунке четко видно, что литосферная структура состоит из обрамления в виде пояса поднятий кровли астеносферы, оконтуривающего внутреннюю структуру плиты преимущественно с утолщенной литосферой. Полосу редуцированной литосферы мы рассматриваем в качестве границы Амурской плиты. Внутренний блок утолщенной литосферы является собственно Амурской плитой (микроплитой, субплитой, блоком).

Амурская плита характеризуется слабой сейсмичностью, а граничный пояс ее обрамления (граница плиты) – высокой. Обрамление литосферной плиты в тектоническом отношении представлено орогенными поясами различного возраста – от каледонского (Забайкальский, Селенга-

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

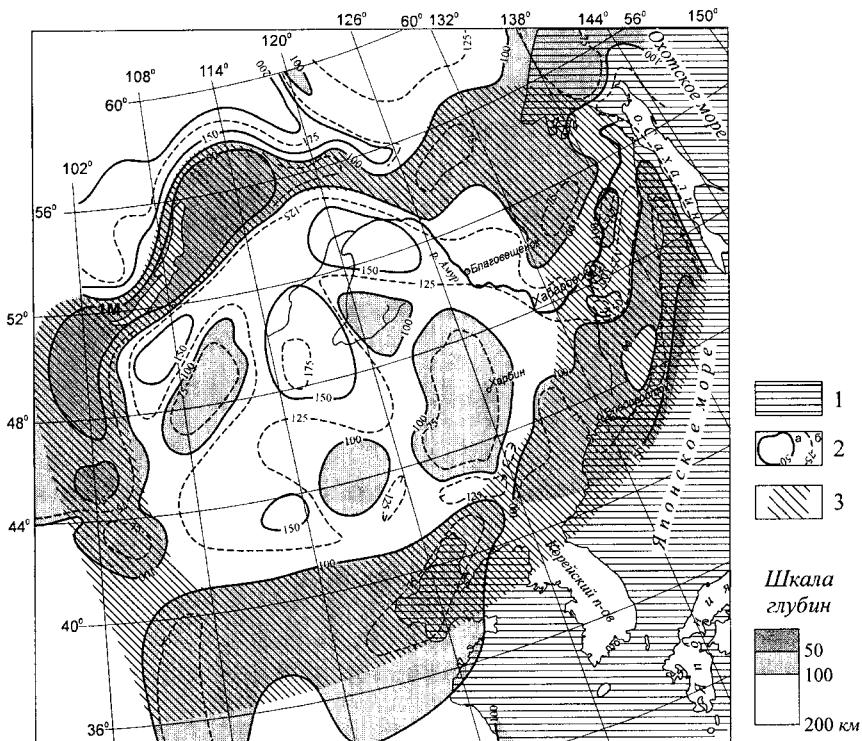


Рисунок. Трехмерная модель литосферы Амурской плиты

1 – акватория окраинных морей; 2 – изолинии мощности литосферы: а – основные, б – промежуточные; 3 – граница (контуры) Амурской плиты

Становой) до герцинско-мезозойского (Монголо-Охотский) и позднемелового (Сихотэ-Алинский) и частично активными окраинами Сибирской и Северо-Китайской платформ.

Наиболее четко на глубинных разрезах и в структуре рельефа подошвы литосферы прослежена внутренняя граница полосы обрамления. Внешняя ее граница обозначена на севере, северо-западе и западе. На юге и востоке из-за отсутствия кондиционных сейсмических профилей ГСЗ эта граница откартирована неточно и требует доизучения с привлечением дополнительно информации, в том числе по рельефу подошвы литосферы.

Форма Амурской плиты, включая ее обрамление, кольцевая. На северо-востоке предполагаемое кольцо разорвано. Внутренняя структура плиты неоднородна. На севере и западе протягивается сопряженный с поясом поднятий пояс погруженных до 150 км участков литосферы. Интересно отметить, что почти на всем протяжении он совпадает с бассейном р. Амур от верховьев до устья, где происходит разрыв кольца обрамления. Южная часть внутренней структуры плиты имеет блоковое

строение, где наряду с погруженными участками литосферы наблюдаются приподнятые ее блоки. Наиболее крупное поднятие кровли астеносферы отвечает осадочному бассейну Сунляо, характеризующемуся мантийным диапризмом с поступлением мантийных пород как минимум в среднюю часть земной коры [7].

Глубинные разрезы литосферы, пересекающие границы Амурской плиты, часто описываются моделями мантийного диапризма с преимущественным наклонным падением ограничений полосы обрамления за ее пределы.

Соответствует ли рассмотренная достаточно контрастная глубинная структура полностью положению Амурской плиты или ее блоку, предстоит выяснить. Предложения по этому поводу в литературе имеются [10, 11], но они не подкреплены глубинным строением литосферы.

Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С. Блоковые структуры и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 5. С. 3–19.
2. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
3. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 143–154.
4. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хайн В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
5. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я. Глубинное строение структур сочленения Амурской и Евразиатской плит // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 406–410 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
6. Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Подгорный В.Я., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения литосферных плит Восточной Азии // Тектоника, глубинное строение и минерализация Востока Азии: V Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2006. С. 97–100.
7. Подгорный В.Я. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере геотраверса Манчжурия–Суйфэньхэ) // Строение и эволюция Востока Азии: II Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. С. 175–197.
8. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Послойное моделирование литосферы (на примере геотраверса Дун Учжуцзинь – Дунгоу) // Тихоокеан. геол. 1988. Т. 17, № 4. С. 93–106.
9. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностное строение литосферы Алдано-Станового щита // Геофиз. журн. 2006. Т. 28, № 1. С. 68–81.
10. Филатова Н.И. Этапы геодинамических перестроек восточной окраины Евразиатского континента в кайнозое (Амурско-Охотский регион) // Докл. РАН. 2006. Т. 409, № 1. С. 94–99.
11. Heki K., Miyazaki S., Takahashi H. et al. The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia // J. Geophys. Res. 1999. V. 104, N 12. P. 29.147–29.155.
12. Ma Xingyuan (chief compiler). Lithospheric dynamics map of China and adjacent seas. Scale 1:4 000 000. Beijing: Geol. Publish House, 1987.

Особенности литосферы Октябрьской вулканоплутонической купольной структуры (по геофизическим данным)

Изучаемая территория Верхнего Приамурья расположена в области сочленения Мамынского блока Аргуно-Мамынского массива, Зейской тектонической зоны Силамунь-Иэнъбэньского орогенного пояса и Туранского блока Турено-Чжангуацайлиньского массива [2]. Магматические комплексы в пределах региона фрагментарно выходят на поверхность и представлены интрузивными породами гранитоидного состава палеозоя и мезозоя, а также вулканогенами среднего–кислого состава мелового возраста.

Актуальность изучения глубинного строения региона обусловлена как практической значимостью – к нему приурочен крупнейший в Амурской области Октябрьский золоторудный район [3], так и чисто научной – развитие в сложнейшей тектонической обстановке.

Серьезным препятствием для изучения является закрытость территории, поскольку большая часть ее площади перекрыта осадочными отложениями Амуро-Зейского бассейна, Ушумунской и Среднезейской депрессий. Сложность изучения глубинного строения состоит еще и в том, что в осадочных отложениях наложенных депрессионных структур достаточно широко развиты меловые вулканогенные образования, которые также вуалируют структурные особенности глубинных горизонтов.

Для получения представления о распределении глубинных неоднородностей выполнена комплексная интерпретация геофизической и геологической информации, в том числе и с помощью ГИС. Особенности строения земной коры получены на основе интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей в сопоставлении с данными геологических съемок разных масштабов и бурения, а более глубоких горизонтов – на основе сейсмометрии (ГСЗ), магнитотеллурических зондирований (МТЗ), гравиметрии, термометрии. По результатам анализа последних построены карта мощности литосферной мантии и плотностной срез литосфера на глубине 50 км (рисунок).

На основе изучения локальных аномалий гравитационного и магнитного полей выделена кольцевая структура со сложным блочным строением земной коры. Спецификой данного объекта является существование определенных атрибутов пространственной организации геологической среды [1]: радиально-концентрической зональности строения рельефа и размещения структурно-вещественных комплексов; наличие радиальных и дуговых или кольцевых в плане и конических в разрезе систем разломов, являющихся структурообразующими. Кольцевая структура расположена на пересечении северо-восточной системы разломов Нэн-

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

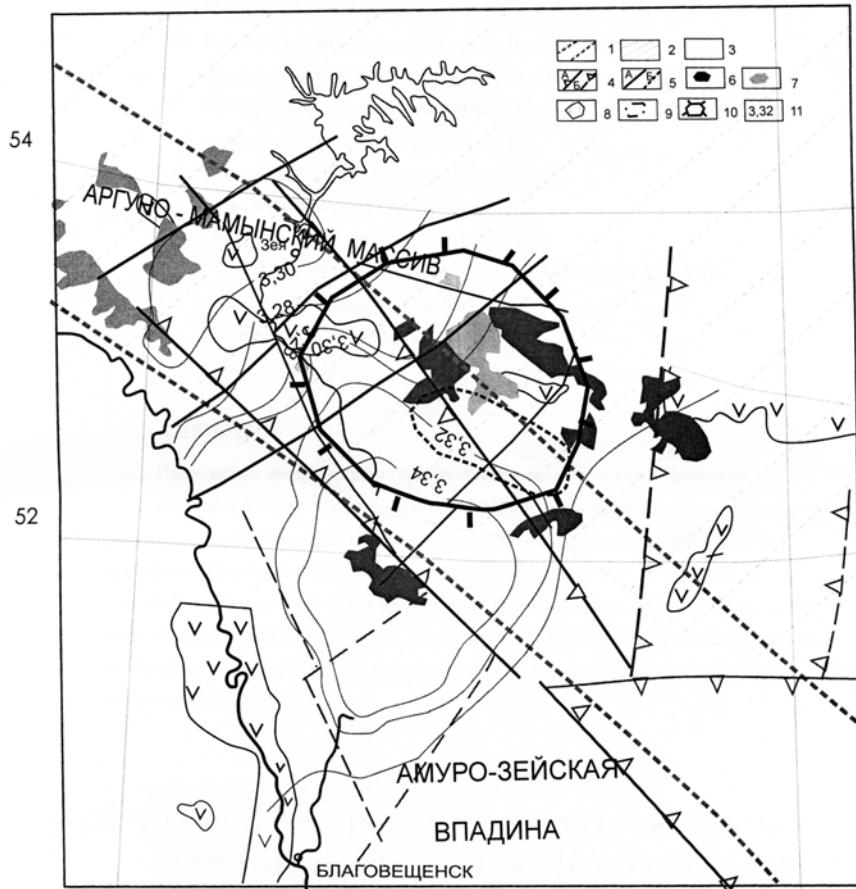


Рисунок. Положение Октябрьской вулканоплутонической структуры в глубинных неоднородностях литосфера

1 – региональный мантийный линеамент; 2, 3 – области мощности литосферы: пониженной (2) и повышенной (3); 4 – тектонические нарушения первого порядка, проявленные: а – в земной коре и мантии, б – в мантии; 5 – прочие тектонические нарушения: а – в земной коре, б – в мантии; 6–8 – магматические образования, выходящие на дневную поверхность; 6 – интрузивные палеозойского возраста, 7 – интрузивные мезозойского возраста, 8 – вулканогенные; 9, 10 – границы: вулканоплутонической купольной структуры (9), повышенной проницаемости (проводящий канал) (10); 11 – значения плотности литосферной мантии

цзян-Таси и северо-западного Гилюйского дизъюнктива. Гилюйский разлом делит ее на две части: северо-западную – со слабым проявлением магматизма и восточную, в которой магматизм распространен достаточно широко, что отражается и в расчлененности рельефа. Все это в сово-

купности позволяет определить данное сооружение как купольное вулканоплутоническое.

Проведенное изучение размещения купольной структуры и глубинных особенностей литосферы позволяет предполагать генетическую связь купола не только с коровыми, но и с мантийными процессами. Сооружение размещается в крупном линиаменте северо-западного простирания литосферы, разделяющего блоки разной мощности, на пересечении разломов внутримантийного заложения. Трансрегиональные нарушения разделяют блоки разной плотности как в земной коре, так и в литосферной мантии. На юго-западе купол граничит с системой Трансамурского разлома. В региональном поле силы тяжести последний контролируется крупнейшей градиентной ступенью: к юго-западу преобладает положительное поле Δg , а к северо-востоку – отрицательное высокой интенсивности. Примечательно, что вдоль системы Трансамурского нарушения также проходит ступень мощности литосферной мантии. На юго-западе от дизъюнктива находится блок большой мощности (свыше 80 км), а к северо-западу мощность падает до 60–30 км.

В пределах Октябрьской кольцевой структуры на уровне поверхности Мохо выделяется зона разуплотнения, которую вполне можно диагностировать как проводящий канал для поступления мантийного вещества во внутристоровое пространство. Проницаемая зона находится на периферии блока наиболее плотной мантии – Зейской мантийной области. Пространственно канал контролируется пересечением северо-западной и северо-восточной систем разломов как в земной коре, так и в мантии. Наиболее вероятный возраст формирования Октябрьской вулканоплутонической структуры – мезозойский, поскольку максимум текtonической активности региона связан именно с этим периодом.

Проведенные исследования позволяют говорить о том, что купол относится к тектонической структуре очагового типа, которая образовалась посредством формирования локальных субвертикальных зон деструкции – проводящих каналов глубинных магмопотоков. Октябрьская структура является продуктом взаимодействия мантии и земной коры в посторогенный период и может быть рассмотрена как локальное проявление плутонитических процессов.

Литература

1. Ежов Б.В. Морфоструктуры центрального типа Азии. М.: Наука, 1986. 133 с.
2. Карсаков Л.П., Чжао Чунцин, Малышев Ю.Ф. и др. Тектоника, глубинное строение, металлогенеза области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000 // Владивосток; Хабаровск, 2005. 263 с.
3. Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П. и др. Металлогенез Дальнего Востока России. Хабаровск, 2000. 217 с.

Глобальные палеотектонические и палеоклиматические реконструкции и региональная палеогеография венда востока и северо-востока Восточно-Европейской платформы

Глобальные палеотектонические и палеоклиматические реконструкции в докембрии представляют собой достаточно сложную задачу, так как исследователи, кроме прочих проблем, сталкиваются при этом со сравнительно низким разрешающим потенциалом докембрийской стратиграфии, отсутствием надежных реконструкций положения континентов, значительной разобщенностью областей развития позднедокембрийских отложений и др. В наибольшей мере указанные обстоятельства снижают точность реконструкций для раннего протерозоя, раннего и среднего рифея, хотя и для венда все перечисленные трудности также существенны.

Тем не менее, для ряда наиболее хорошо изученных разрезов венда в настоящее время по комплексу методов возможно выделение нескольких (до 5–6) подразделений с широкими корреляционными возможностями (Климат в эпохи..., 2004; Fedonkin, 2003). Однако для большинства регионов развития вендских отложений подобный подход пока невозможен. Между тем, не менее в последние годы достигнут заметный прогресс в области глобальных палеотектонических и палеогеографических реконструкций, среди множества которых (Моссаковский и др., 1996; Dalziel, 1977; Scotese, McKerrow, 1990; Kirschvink, 1992; Torsvik et al., 1992, 1996; Elming et al., 1993; Storey, 1993; Dalziel et al., 1994; Young, 1995; Kirschvink et al., 1997; Trompette, 1997; Debrenne et al., 1999; Piper, 2000; Dalziel, Soper, 2001; Seslavinsky, Maidanskaya, 2001; Kheraskova et al., 2002; и др.) наиболее приемлемыми, по мнению Н.М. Чумакова и В.Н. Сергеева (2004), являются построения А. Смита (Smith, 2001; Smith, Pickering, 2003).

На основе карт А. Смита составлен ряд схем седиментационной и климатической зональности (Жарков, 2003; Чумаков, Сергеев, 2004), анализ которых показал, что, во-первых, к началу венда (~ 600 млн лет назад), в высоких широтах южного полушария был сформирован палеоконтинент Паннотия, раскол и расхождение фрагментов которого оказали впоследствии существенное влияние на процессы формирования осадочных последовательностей венда в пределах Балтики, Средней Сибири, Гренландии и др. Во-вторых, для самого начала раннего венда реконструируются южный и северный ледниковые пояса, разделенные широким гумидно-аридным поясом, в пределах которого накапливались аридные красноцветные эвапориты и формировались карбонатные платформы. К концу лапландского века эти пояса сократились и оказа-

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

лись прижатыми к полюсам. Волынский век рассматривается М.А. Жарковым как начало существования на Земле теплой биосфера. Предполагается, что именно к этому времени приурочено появление южного и северного гумидных поясов и разделявшего их широкого аридного пояса. В-третьих, сделан вывод, что в дальнейшем, вплоть до начала немакит-далдынского века, на планете доминировала теплая биосфера. Этот феномен сопровождался отсутствием ледниковых поясов, место которых заняли области с semiаридным климатом, а в тропическом поясе доминировали процессы карбонато- и соленакопления. В позднем венде намечаются два пояса холодного, временами близкого к ледниковому, климата, и разделяющий их теплый, а местами аридный, пояс.

Наиболее общие особенности изменения положения палеоконтинента Балтика в указанных построениях выглядят следующим образом. В раннем и среднем венде Балтика располагалась в высоких широтах южного полушария (примерно между 60° и 80°) и ее северо-восточная и восточная периферии (в современных координатах это полоса от побережья Белого моря до Прикаспия) были обращены на СВ. К северу от Балтики, примерно между 25° и 50° ю.ш. в это время находилась Средняя Сибирь. К концу венда – началу раннего кембрия Балтика сместилась в ССВ направлении и оказалась примерно между 35° и 65° ю.ш., а Средняя Сибирь отдрейфовала в ВСВ направлении, заняв позицию между 15° и 40° ю.ш. Ширина разделявшего оба палеоконтинента океана оставалась в течение всего венда, по всей видимости, примерно одинаковой. Положение Средней Сибири в венде в области жаркого аридного климата и достаточно низких широтах подтверждается и геологическими данными.

Мы попытались сопоставить охарактеризованные выше субглобальные палеотектонические и палеоклиматические построения с данными региональных литолого-палеогеографических и палеоклиматических реконструкций для отложений венда северо-востока и востока Восточно-Европейской платформы (Гражданкин и др., 2005; Маслов и др., 2005, 2006), проведенных на основе методических подходов, разработанных в рамках Проекта 319 МПГК «Палеогеография позднего докембрия – раннего палеозоя». Анализ строения осадочных последовательностей венда рассматриваемой территории показывает, что развитие венденского седиментационного бассейна происходило в несколько этапов.

На первом из них в обстановке резкого падения уровня Мирового океана на западном склоне Южного и Среднего Урала имело место формирование нескольких врезанных долин, выполненных тиллитоподобными образованиями, а также пакетами и пачками преимущественно массивных песчаников.

На втором этапе в Верхнекамской и Шкаповско-Шиханской впадинах, а также на территории западного склона Южного Урала в условиях низкого стояния уровня моря происходило накопление преимущественно гравийно-песчано-галечниковых и гравийно-песчано-алевритовых образований байкибашевской, кыквинской и урюкской свит. Возможно,

этому же этапу отвечают алеврито-глинистые отложения верхней части старопечининской свиты. На территории Мезенской впадины на данном этапе накопления осадков скорее всего не происходило.

Третий этап развития бассейна связан со значительным подъемом уровня моря и обширной трансгрессией. Процессы осадконакопления на этом этапе захватили всю территорию Мезенской впадины, однако в условиях высокого стояния уровня моря здесь, в отличие от более южных районов, базальные уровни венда были представлены мощными толщами тонкой терригенной кластики (усть-пинежская и ляминская свиты). На западном склоне этому этапу отвечают, возможно, сероцветные тонкозернистые терригенные образования перевалокской и нижней части чернокаменской свит. В Шкаповско-Шиханской впадине и на западном склоне Южного Урала на этом этапе происходит накопление тонкозернистых терригенных осадков старопетровской свиты и глинисто-алеврито-песчаных образований басинской свиты. В самом конце данного этапа под влиянием кадомских событий на Южном Урале появляется среднегорный источник сноса, приведший к формированию на восточной периферии бассейна мощных линз фангломератов кукараукской свиты. Отсутствие сходных образований в разрезах сывлицкой серии, а также в венских отложениях Мезенской впадины позволяет предполагать, что воздымание Тиманского орогена по сравнению с Южно-Уральским несколько запаздывало, а сам Тиманский ороген геоморфологически не был выражен столь ярко, как Южно-Уральский.

Главное событие четвертого этапа – усиление сноса в бассейн обломочного материала с растущего Тиманского орогена и окончательное оформление Предтиманского предгорного прогиба (Gee, Pease, 2004; Grazhdankin, 2004; и др.). Последний этап эволюции бассейна маркирован на севере и в центре накоплением преимущественно песчаниковых (аллювиально-дельтовых) отложений падунской, усть-сыльвицкой и краснокамской свит.

Принимаемое во многих глобальных палеотектонических и палеогеографических реконструкциях положение Балтики в раннем венде (первый этап) в высоких южных широтах достаточно хорошо объясняет присутствие в разрезах нижнего венда Башкирского и Кваркушско-Каменногорского мегантклиниориев тиллитовидных конгломератов и сопутствующих им флювиогляциальных и других отложений. Основываясь на данных А. Смита, можно предполагать, что южная часть рассматриваемой нами территории располагалась в это время южнее 70° ю.ш. и была подвержена влиянию нивального климата.

Во время второго этапа область осадконакопления продолжала оставаться в довольно высоких широтах (примерно между 55° и 70° ю.ш.), чем и объясняется присутствие в породах значительного количества свежих полевых шпатов и довольно низкие, на уровне 53-65, значения индекса CIA в глинистых сланцах и аргиллитах.

На третьем этапе Балтика, продолжая движение в северо-северо-восточном направлении, оказалась своим северо-восточным флангом в

области умеренных широт (между 45° и 65° ю.ш.). С этим этапом связано существенное расширение трансгрессии и накопление в условиях с semi-аридного или семигумидного климата умеренно зрелых преимущественно тонкозернистых терригенных осадков в северных и северо-восточных районах. На юге, в пределах западного склона Среднего и Южного Урала, а также Верхнекамской и Шкаповско-Шиханской впадин, в это время формировались умеренно зрелые песчано-алеврито-глинистые осадки.

К четвертому этапу (позже 555–550 млн лет) северо-восточная периферия Балтики, по всей видимости, уже почти полностью располагалась в области умеренных широт (между 40° и 60° ю.ш.). Как показывает анализ степени зрелости тонкой терригенной кластики, накопление отложений в центральных и южных районах рассматриваемой нами территории (Южный и Средний Урал, Шкаповско-Шиханская впадина) происходило в условиях продолжавшегося доминирования semi-аридных и/или семигумидных климатических обстановок (Маслов, Ишерская, 2004; Корнилова, 2005; Маслов и др., 2006), тогда как северо-восточная часть Балтики (Мезенская впадина) находилась под влиянием гумидного климата (Гражданкин и др., 2005), и здесь, наряду с кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками и алевролитами, формировались глины и аргиллиты со значениями индекса CIA ~ 75 и более. Наконец, в позднем венде практически вся территория Балтики располагалась, как указано выше, в области умеренных широт. Вместе с тем, на этом этапе дифференциация климатических обстановок накопления осадков вдоль северо-восточной периферии Балтики, по всей видимости, была схожа с предшествующим этапом: в центральных и южных районах рассматриваемой нами территории доминировали осадки, поступавшие из областей semi-аридного/семигумидного климата, тогда как в пределах Мезенской впадины продолжалось накопление петрохимически более зрелых осадков.

Таким образом, полученные нами новые литологические и палеогеографические и палеоклиматические данные для северо-восточной и восточной периферии Восточно-Европейской платформы хорошо сопоставимы с глобальными палеотектоническими и палеоклиматическими реконструкциями А. Смита, что позволяет рассматривать последние, вслед за Н.М. Чумаковым и В.Н. Сергеевым, как достаточно хорошо отражающие реальные соотношения в разрезах венда крупных комплексов отложений различного состава и генезиса. Сопоставимость разномасштабных реконструкций является, на наш взгляд, и критерием достоверности наших региональных построений.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 03-05-64121 и 06-05-64223) и Программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосфера».

Роль внешних источников (ротационного и космического факторов) в энергетике тектогенеза Земли

В предлагавшихся в прошлом геодинамических моделях тектогенеза Земли (плутонизм, нептунизм, контракция, теория геосинклиналей), включая практически общепринятую сейчас модель плитовой тектоники, внешний энергетический источник либо полностью игнорируется, либо не учитывается из-за якобы несущественной роли, хотя о его несомненном влиянии неоднократно высказывалось как в прошлом (Б.Л.Личков, М.В.Стовас), так и особенно в настоящем (В.Е.Хайн, Ю.М.Пущаровский, А.Н.Полетаев, Ю.Н.Авсюк и др.). К такого рода влияниям чаще всего относят приливное воздействие на Землю Луны, Солнца и всех планет Солнечной системы, а также то или иное влияние любых других космических тел. Не отрицая этого воздействия как такового, главным внешним энергетическим источником тектогенеза Земли следует, все-таки, считать ротационный режим нашей планеты (вращение вокруг своей оси и Солнца), вызванный суммарным эффектом воздействия на Землю внешних для нее общих гравитационного и электромагнитного полей. Ротационный режим Земли – это прямая функция этих полей, это форма ее существования как планеты с момента своего возникновения и последующего развития, т.е. главный внешний энергетический источник для ее тектогенеза как наиболее впечатляющее значимой модификации своего внутреннего и внешнего строения.

В полной мере этот фактор учитывает лишь сравнительно недавно (в 70-х годах прошлого столетия) предложенная новая ротационная геодинамическая модель [1–12], которая, по всей видимости, является наиболее вероятной альтернативой модели плитовой тектоники. На современном уровне разработки новая ротационная геодинамическая модель тектогенеза Земли состоит из пяти сравнительно очевидных относительно самостоятельно действующих геодинамических механизмов: ротогенеза, дрифтогенеза, активного и пассивного рифтогенеза и сепаратогенеза, или геосферогенеза. Сущность и характер действия каждого из перечисленных механизмов с приведением принципиальных схем неоднократно публиковались в отечественных и зарубежных изданиях.

Ротогенез – более быстрое вращение с запада на восток внутренних оболочек (геосфер) относительно смежных с ними внешних оболочек (геосфер) с проскальзыванием на границах между ними. Основным энергетическим источником для этого механизма, как и для всех остальных в новой ротационной геодинамической модели являются внешние гравитационное и электромагнитные поля, действующие на Землю и прежде всего на внутреннее твердое железонikelевое ядро, подобно якорю электромотора реагирующего на эти поля. Именно этим и только

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

этим скорее всего и объясняется более быстрое вращение с запада на восток твердого ядра Земли относительно остальной ее части, инструментально измеренное (до $1-3^{\circ}$ в год) американскими сейсмологами в 1996 г.[13]. Момент вращения, полученный от разности скоростей на поверхности твердого ядра, передается в верхние оболочки, вплоть до земной коры или литосферы, сказываясь так или иначе на их структуре, в том числе и на их поверхностном выражении. Максимальных значений вектор этого момента вращения достигает на экваторе, постепенно уменьшаясь до нуля на полюсах.

Дрифтогенез – перемещение любой точки или объекта на поверхности вращающейся сферы (геосфера) за счет центробежных сил от полюсов к экватору. Максимальных значений вектор такого перемещения или силы дрифтогенеза достигает на широтах в 45° при шарообразной форме вращающейся геосфера, постепенно снижаясь до нуля на полюсах и экваторе.

Рифтогенез – разрыв оболочек и разного масштаба раздвижения по таким разрывам отдельных частей или фрагментов оболочек. Различаются два вида или типа рифтогенеза: активный и пассивный. Активный рифтогенез вызывается силами ротогенеза и дрифтогенеза или их суммарным действием. Пассивный рифтогенез приводит к разрыву и раздвижению по разрыву какой-либо из жестких оболочек за счет общего увеличения объема подстилающей ее более пластичной оболочки. Причиной этому служит общее, но неодинаковое разуплотнение различных по физическим свойствам слагающих Землю оболочек – более высокое у пластичных оболочек по сравнению с перекрывающими их жесткими оболочками. Такое разуплотнение вызывается скорее всего постепенным, но неравномерным замедлением скорости вращения Земли, т.е. изменением ее ротационного режима.

Сепаратогенез, или геосферогенез – разделение или расслоение Земли на оболочки различного физико-химического состава, отличающихся друг от друга прежде всего удельным весом или плотностью слагающих оболочки веществ – более тяжелым внизу и легким вверху. В гравитационном поле Земли тяжелые вещества естественно опускаются вниз, в направлении к центру Земли, формируя внутренние оболочки (геосфера), а легкие поднимаются или всплывают вверх, формируя внешние оболочки (геосфера). Вращение Земли вокруг своей оси или ротация, накладываясь на гравитационный эффект, усиливает этот процесс разделения или расслоения, т.е. сепарацию веществ по плотности или удельному весу подобно центрифуги, в конечном счете формируя общеземные геосферные оболочки.

Все пять вышеперечисленных и охарактеризованных механизмов новой ротационной геодинамической модели начали действовать, причем неодинаково и неодновременно, после акреции Земли из исходного родоначального газопылевого облака и предположительно полного расплавления до относительно гомогенного состояния. Начиная с этого момента, вступает в силу сепаратогенез, формируя первые геосферные оболочки,

которые за счет этого непрерывно действующего до настоящего времени механизма видоизменяются до своего современного облика.

Практически одновременно с сепаратогенезом на поверхности акретированной и расплавленной до гомогенного состояния Земли при ее вращении вокруг своей оси возникают направленные от полюсов к экватору центробежные силы. Любой объект, появившийся или образовавшийся на поверхности врачающейся сферы, под действием этих центробежных сил начнет двигаться от полюсов к экватору. Вступает в действие дрифтогенез.

Постепенное общее остывание планеты приводит к «замерзанию» или «отвердеванию» некоторых оболочек, переходу их из жидкого в твердое состояние, в частности – к образованию твердой земной коры или литосфера, подстилаемой жидкой или более пластичной астеносферой, или твердой мантии, подстилаемой жидким внешним ядром. Продолжающийся сепаратогенез сосредоточивается, в основном, в жидких оболочках, что при общем замедлении скорости вращения Земли приводит к разуплотнению жидких оболочек и увеличению их объема. Пересякающие их твердые оболочки становятся для них тесными и разрываются в наиболее тонких или слабых местах: вступает в действие пассивный рифтогенез.

За счет все того же сепаратогенеза, заставляющего тяжелые вещества опускаться вниз по направлению к центру Земли, а легкие – подниматься вверх, их разная линейная скорость вращения – более высокая у верхних частиц и низкая у нижних – приводят в конечном счете к относительному ускорению или раскручиванию внутренних оболочек и относительному замедлению скорости вращения внешних оболочек. При появлении у твердых оболочек неровностей или выступов на своих нижних границах быстрее вращающаяся подстилающая твердую жидкую оболочку активно воздействует на погруженные в нее выступы верхней твердой оболочки, вызывая постепенно возрастающие напряжения на таких выступах: напряжения сжатия на одной стороне выступов и растяжения – на противоположной стороне. Возникают условия для действия активного рифтогенеза. Таким образом, в истории развития Земли, начиная с момента ее полного гомогенного расплавления, пять вышеупомянутых геодинамических механизмов действуют в последовательности: сепаратогенез → дрифтогенез → пассивный и активный рифтогенез → ротогенез, причем роль постоянно действующего сепаратогенеза в тектогенезе постепенно уменьшается, а роль позднее вступившего в действие ротогенеза возрастает.

На дневной поверхности Земли в настоящее время наиболее действенными и явно выраженным в своем действии являются два геодинамических механизма: ротогенез и дрифтогенез, формирующими современное силовое поле планеты и прямо связанными с ее ротационным режимом. Прямыми отражением этого режима является и естественная современная сейсмичность земного шара.

На приведенном рисунке вверху изображены теоретические векторные диаграммы для сил ротогенеза (\bar{Fr}), дрифтогенеза (\bar{Fd}) и их сумм ($\bar{Fd} + \bar{Fr}$) на поверхности вращающейся Земли ее Северного и Южного полушарий с шагом через 10° при соотношениях: $\bar{Fr} < \bar{Fd}$; $\bar{Fr} = \bar{Fd}$; $\bar{Fr} = 2\bar{Fd}$; $\bar{Fr} = 3\bar{Fd}$; $\bar{Fr} = 4\bar{Fd}$. Ниже для сравнения приведены гистограммы естественной сейсмичности для Северного и Южного полушарий с тем же шагом через 10° по общему количеству зафиксированных землетрясений и выделившейся при этом энергии (в Дж), взятые из работ: [14,15] с добавленным разномасштабным осреднением. В самом низу рисунка приведены теоретические кривые широтной зависимости плотности свободной энергии для чандлера и приливного эффектов [14,15], которые, по мнению авторов этих работ, объясняют характер естественной сейсмичности Земли, в частности, – наличие двух главных максимумов по обе стороны от экватора, разделенных относительным минимумом на самом экваторе. Сходная картина расположения двух максимумов, разделенных минимумом, получается и при наложено-суммарном действии сил ротогенеза и дрифтогенеза, показанном в верхней части рисунка. Скорее всего, именно эти силы, прежде всего, ответственны за прошлый и современный тектогенез Земли, в том числе и за широтное распределение естественной сейсмичности.

Литература

1. Мельников О.А. Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм // Восточно-Азиатские островные системы: тектоника и вулканализм. Южно-Сахалинск, 1978. С.27–32.
2. Мельников О.А. О динамике островных дуг на примере особенностей строения Сахалино-Японской островной дуги // Тихоокеан. геология.1982. № 6.С.106–108.
3. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.М.:Наука, 1987. 95 с.
4. Мельников О.А. О механизме образования островных дуг северо-запада Тихого океана // Тихоокеан.геология. 1988. № 3. С. 9–13.
5. Мельников О.А. Ротационная геодинамическая модель и ее механизмы как более полно объясняющие прошлое и настоящее земной коры // XIX Тектоническое совещание «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов». М, 1996. С. 92–96.
6. Мельников О.А. Определяющая роль основных ротационных геодинамических механизмов в естественной сейсмичности Земли // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока. Петропавловск-Камчатский, 2000. С. 255–267.
7. Мельников О.А. Природа основных особенностей общепланетарной тектоники и геодинамики неогея Земли в ее глобальных ротационных геодинамических механизмах // Тектоника неогея общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС. 2001. С. 22–25. (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 2).
8. Мельников О.А. Роль геофизического (геодинамического) моделирования в познании прошлого, настоящего и будущего литосферы и Земли в целом // Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. С. 342–345. (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т. 1).

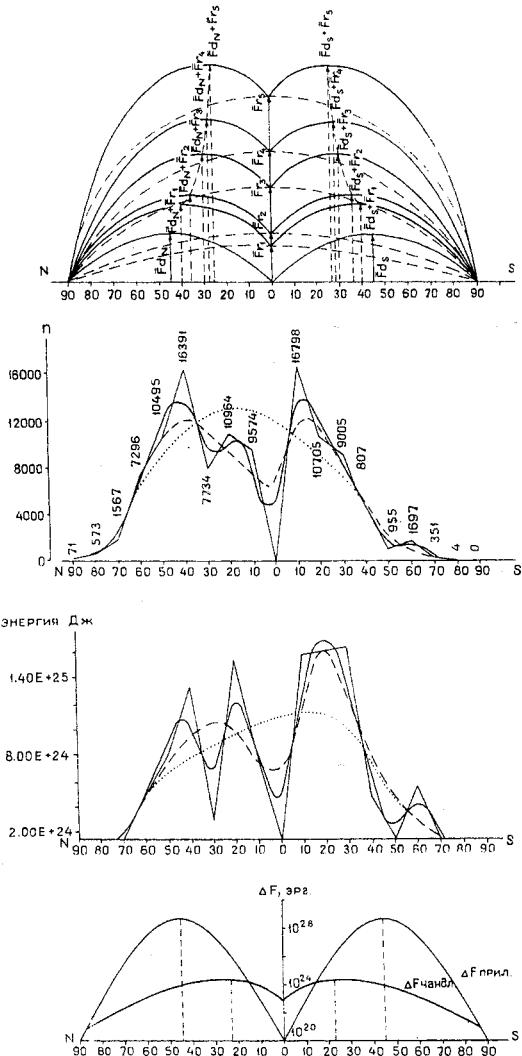


Рисунок. Теоретические векторные диаграммы для сил ротогенеза (F_r), дрифтогенеза (F_d) и их сумм (F_r+F_d) при соотношениях: $F_r < F_d$, $F_r = F_d$, $F_r = 2F_d$, $F_r = 3F_d$, $F_r = 4F_d$ вверху в сравнении с гистограммами естественной сейсмичности по общему количеству зафиксированных землетрясений, выделившейся при этом энергии и энергии для чандлерова и приливного эффектов по [14, 15] (внизу)

9. Мельников О.А. Ротационный режим Земли – отправной пункт и основа численного и физического моделирования любых геологических процессов // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ. Т. 2).
10. 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 Tsukuba, Japan, 1998. P. 69–75.
11. Melnikov O.A. A rotational Geospheric Dynamic Model of the Earth. Parts 1,2,3 // New Concepts in Global Tectonics. 1998. N3. P. 24–27; N 4. P. 19–23; N 5. P. 20–25.
12. Melnikov O.A. A leading role of the Earth's Rotational mechanisms in continents and oceans dynamics In book Humanity and the World Ocean: Independence at the Dawn of the New Millennium June 23–25, 1999. Moscow, Proceedings, 2000. P. 202–208. (PACON 99).
13. Yong X., Richards P.C. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core//Nature. 1996. V. 382, N 6588. P. 221–224.
14. Левин Б.В., Чирков Е.Б. Особенности широтного распределения сейсмичности и вращение Земли // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С.65–69.
15. Левин Б.В., Павлов В.П. Влияние астрономических факторов на вариации плотности энергии в твердой оболочке Земли // Локальные цунами: предупреждение и уменьшение риска. Петропавловск-Камчатский, 2002. С.94–101.

Ю.И. Мельниченко¹, В.Т. Съедин¹

Вулканоструктура тихоокеанской окраины Азии

Окраина Азии рассматривается в границах континентальной подводной ступени и гирлянды островных дуг, разделяющих ее на впадины окраинных морей. Она отличается уникальным сочетанием «континентальных», «океанических» и «транзитных» геотектонических и морфоструктурных элементов: обширных шельфов, глубоких котловин и линейных депрессий, подводных возвышенностей, гор и протяженных на тысячи километров горных поднятий и хребтов, заложенных на разных типах земной коры. Региональные и детальные полигонные геолого-геофизические исследования показали повышенное влияние вулканизма на формирование этих элементов. Известно широкое распространение вулканогенного материала в отложениях осадочного чехла и образование базальтовых покровов акустического фундамента глубоководных котловин.

Наибольшее значение вулканический фактор имеет в развитии мегаструктуры морских впадин. Проведенный нами формационно-геоморфологический анализ показывает, что локальные вулканические структуры практически полностью выполняют морфоструктуру подводной окраины. Среди них выделяются вулканические грабены, рифты, вулканотектонические депрессии, кальдеры (проседания и очаговые), вулканокупольные поднятия, вулканические хребты и своды. По морфологическим, структурным и динамическим характеристикам они не отличаются от локальных вулканоструктур прилегающих вулканических поясов континента и островных дуг. Особенность вулканотектоники

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

подводной окраины составляют погруженные на современные глубины ремнентные островодужные системы (дуга Кюсю–Палау в Филиппинском море, остаточные вулканические своды Ямато [1] и Восточно-Корейской возвышенности в Японском море), захороненные вулканические структуры просвечивают в рельфе акустического фундамента в Охотском море [2], выделяются в структуре дна Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей.

Латеральная зональность вулканических структур представляет собой другую важную особенность вулканотектоники морей. Она является следствием неоднократной смены в областях развития вулканоструктур тектонических напряжений «растяжение–сжатие», результатом которой становится появление вулканогенных парагенетических ассоциаций. Они представлены обычно вулканическими постройками разного возраста и генетических типов. Ярким примером латеральной зональности структурных форм является вулканический хребет Кюсю–Палау (Филиппинское море) [3]. В условиях мелководья в зоне щелевого рифта в режиме растяжения в первую очередь формировались сложенные толеитовыми базальтами постройки щитовых вулканов. Они развивались на океанической коре. Позднее в субаэральных условиях на щитовые вулканы в режиме компрессии надстраивались стратовулканы, сложенные вулканитами, близкими образованиям известково-щелочной серии островных дуг. Этап конструктивного развития вулканогена завершается излияниями в мелководной обстановке щелочных базальтов. В условиях поперечного раздвига, сопровождаемого рифтогенными депрессиями, они формируют постройки стратовулканов. Их появление свидетельствует о переходе вулканогена в посторогенную (тафрогеническую) стадию развития. Она характеризуется распадом вулканогена на глыбы по системам рифтогенных разломов, развитие которых привело, в конечном итоге, к формированию рифтогенной котловины Сикоку – Паресе-Вела и Марианской островодужной системы [4].

Эволюция котловины в свою очередь завершилась формированием по оси котловины цепи вулканических гор Кенан и рифта Паресе-Вела. Этап вулканического развития Филиппиноморского бассейна завершился в результате тафрогенеза погружением области на глубины 2000–5500 м ниже уровня океана. Подобную вулканотектоническую эволюцию (в полной или усеченной форме) повторили вулканогены Япономорского, Охотоморского и других регионов Восточной Азии, развивавшиеся на коре континентального типа.

Вулканоструктуры подводной окраины представляют собой в основном палеовулканические образования. Некоторые из них, главным образом рифтогенные, проявляют активность в настоящее время, что выражается не только в продолжающейся подводной вулканической деятельности. Она проявляется в функционировании пост vulkanических флюидогенных морфоструктур (постстройки грязевых вулканов и гидротермальные конструкции) [5], а также прослеживается в гидрохимиче-

ских и газогеохимических аномалиях придонного слоя и донных осадков. С ними парагенетически связаны нефтегазовые залежи, проявления газогидратов, рудных и нерудных полезных ископаемых [6].

Вулканоструктуры прежде всего отвечают разломам фундамента различного генетического типа, которые представляют собой фрагменты разорванных и деформированных еще в докайнозойское время сквозных линеаментных систем. Они составляют каркас, определяют раму, морфотектонический план и структурный рисунок морских впадин. В широком понимании Н.С. Шатским (1948 г.), А.В. Пейве (1956 г.), В.Е. Хайнем (1964 г.), И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской (1969 г.) и другими геологами сквозные структуры являются долгоживущими ослабленными зонами литосферы, элементом регматической сети Земли. Они выделяются на космофотоснимках и альтиметрических картах различных уровней генерализации в виде ортогональной и диагональной систем трещин, фиксируются зонами линейных градиентов гравитационного и магнитного полей, а также разнообразными геологическими и геоморфологическими аномалиями [7–12]. В условиях ротационного режима планеты под влиянием плейтектонических событий к ним приспособливаются геологические процессы разного порядка, которые способствуют реструктуризации земной коры, дроблению ее на локальные блоки различной степени подвижности. В наиболее подвижных зонах сквозных структур происходят миграция и разгрузка флюидно-магматических потоков, результатом которых становится формирование вулканотектонических структур.

Намечаются три этапа вулканической эволюции окраины Азии. С пиренейской складчатостью (65 млн лет, граница мела–палеогена) коррелируются тектонические события, составившие впоследствии морфотектонический план тихоокеанской окраины Азии. В пределах сквозных структур на этом этапе состоялось заложение вулканических сводов. Активное формирование современных вулканоструктур происходит в основном в кайнозое и укладывается в три фазы (эоценовая, позднеэоцен–олигоценовая, познеолигоцен–раннемиоценовая). Блоковые дислокации на границе олигоцена–миоцена завершают в основном вулканотектонические события этого периода. Они синхронизируются с тектоническими движениями Такатихо. В пределах сквозных структур на этом этапе формировались вулканические рифты и своды, составившие окраинный Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, который отделил плиту Тихого океана от континента.

На неотектоническом этапе в наиболее активные фазы (средний–верхний миоцен и плиоцен–плейстоцен) осуществляется в основном деструкция пояса. Процесс заключается главным образом в дроблении локальных вулканоструктур и рифтогенном преобразовании вулканических сводов. Процессы тафрогенной деструкции и деградации коры охватывают весь регион Восточной Азии. С ней связано развитие рифтогенной системы Сикоку – Паресе-Вела на месте свода Палеокюсю-

Палау в Филиппинском море, рифтов котловин Центральной и Хонсю в Японском море, рифтов Охотского моря. Вспышка вулканической активности региона сопровождается обновлением ранее образованных локальных вулканоструктур и формированием новых вулканических построек. По геологическим данным, в этот период осуществляется формирование окраинно-морских впадин, их заполнение водными массами, что обусловлено, возможно, резким подъемом уровня океана [13]. Это событие мы предлагаем называть восточно-азиатской окраинно-морской фазой тихоокеанского талассогенеза.

Вулканизм, таким образом, имеет решающее значение в последовательности событий, которые в кайнозое привели к морфотектоническому преобразованию тихоокеанской окраины Азии и выделению системы окраинных морей. Обнаруженные вулканические структуры составляют систему вулканогенного окраинно-морского Восточно-Азиатского пояса. Формирование его структур осуществлялось в мелководно-субаэральной среде, а его эволюция отвечала гомодромному ряду развития. Наряду с вулканогенами континента и островных дуг, они являются одним из индикаторов эволюции уникальной структуры Земли – Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан.

Литература

1. Мельниченко Ю.И. Строение и развитие возвышенности Ямато (Японское море) // Законыомерности строения и эволюции геосфер: Материалы VI междунар. симпз. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 199–204.
2. Мельниченко Ю.И., Крюкова Т.Л. Неоднородности фундамента Охотского моря // Вопросы геоморфологии и тектоники Западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2003. С. 101–108.
3. Melnichenko Yu., S'edin V., Popova I., Tochilina S. Geomorphologic characteristics of the Kyushu-Palau Ridge, Philippine Sea // Z. Geomorph. November 1999. P. 183–192.
4. Okino K., Ohara Y., Kasuga S., et al. The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and history of the marginal basins // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26, N 15. P. 2287–2290.
5. Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.И. Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 1. С. 212–215.
6. Astakhova N., Melnichenko Yu., S'edin V. Fluid Sphere and Metallogeny of East Asian submarine margin // Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental margins. Proceedings of the INTERIM IAGOD Conference. Vladivostok: Dalnauka, 2004. Р. 620–622.
7. Изосов Л.А., Кулинич Р.Г., Мельниченко Ю.И. и др. Разломная сеть Южно-Приморского сектора зоны сочленения континент–океан // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской зоны переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 103–113.
8. Кулинич Р.Г. Роль сквозных тектонических линеаментов в строении и эволюции Филиппинской плиты // Тектоника восточно-азиатских окраинных морей. М., 1988. С. 95–101 (Геод. иссл.; № 11).
9. Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.Д. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 256 с.
10. Лихт Ф.Р. Морфотектоника и геологическое развитие впадины Японского моря // Геотектоника. 1984. № 2. С. 144–146.
11. Мельниченко Ю.И., Кулинич Н.В., Крюкова Т.Л. О сквозных структурах Восточно-Китайеморского региона // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 129–137.

12. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Разломы глубоководных котловин Филиппинского моря как один из индикаторов происхождения и эволюции его впадин // Тектоника, глубинное строение и минератации Востока Азии: V Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2006. С. 66–69.
13. Hoshino M. The expending Earth: Evidence, causes and effects. Tokai University Press, 1998. 295 p.

Е.Г. Мирлин¹

Проблемы тектоники в свете представлений И.Пригожина о нестабильности: теоретический и прикладной аспекты

И. Пригожин обосновал новое восприятие неживой и живой природы – «философия нестабильности» [1], в основе которого – дуализм. В окружающем нас мире порядок и беспорядок, стабильность и нестабильность возникают и существуют одновременно. Стержнем такого восприятия является положение о неравновесности, нелинейных процессах в различных природных средах и о формировании в них высокоорганизованных структур. Среда, с которой имеют дело геологи и геофизики, относится к категории именно таких нелинейных сред [2], о чем свидетельствуют теоретические разработки и результаты геолого-геофизических исследований последних десятилетий. Их можно разделить (с определенной долей условности) на три группы.

1. Сформулирован принципиально новый взгляд на свойства горных пород и литосферы в целом: им свойственна дискретность в огромном диапазоне масштабов и колебательные движения в широком спектре частот. Это приводит к тому, что среда приобретает свойства текучести, в ней происходят автомодельные процессы формирования структур, приспособленных для переработки поступающей энергии. Земля в целом и ее оболочки представляют собой открытые системы, транспортирующие и трансформирующие поступающую энергию [3]. В силу указанных свойств среды для нее характерна неустойчивость, находящая отражение во многих протекающих в ней процессах [4].

2. Выявлен чрезвычайно широкий класс геоморфологических, тектонических, геофизических и петрологических объектов, характеризующихся масштабной инвариантностью структурной геометрии, т.е. фрактально организованных. Показано, что сейсмическая расслоенность Земли, очертания подводного рельефа, берегов и русел рек, распределение сейсмичности, сети разломов и зерен в горных породах, форма литосферных плит и блоков разных рангов относятся к объектам такого рода. Они количественно характеризуются фрактальной размерностью, однако во многих случаях масштабное самоподобие структур отчетливо видно и при качественном рассмотрении. Так структурно-геоморфологический изо-

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

морфизм на разных масштабных уровнях отчетливо просматривается в некоторых континентальных рифтах, пассивных окраинах континентов, зонах спрединга на гребнях срединно-океанских хребтов (рис. 1).

3. Во внутренних, «твердых», оболочках нашей планеты выявлено большое разнообразие вихревых движений, которые играют важную роль в их динамике, как и в динамике внешних оболочек: водной и воздушной [5]. Вихревые движения свойственны сильно неравновесной и нелинейной среде, и их обнаружение подтверждает упомянутые свойства последней. Именно эти свойства определяют структурный лик земной коры и литосферы, и их невозможно свести к чисто механическим.

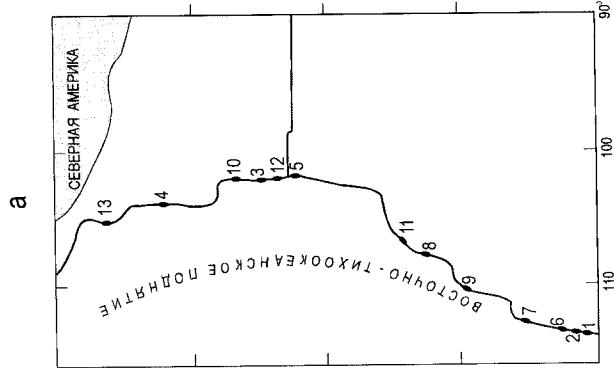
Из этой концепции вытекает, что вещество недр энергонасыщенно и находится в метастабильном состоянии [6]. Оно обладает чрезвычайно высокой чувствительностью к внешним воздействиям, в результате которых происходит выделение энергии, причем в определенных случаях – кратковременное и близкое к взрывоподобному [7]. Характер воздействия, которое может иметь механическую природу, в сочетании с конкретными термодинамическими условиями среды служит причиной того или иного геолого-геофизического явления. В настоящее время на основе представлений о нелинейной среде, ее нестабильности и вихревых движениях проведена интерпретация разнообразных тектонических феноменов. Рассмотрены некоторые примеры такой интерпретации:

- объяснена природа разноранговой сегментации пассивных окраин и океанской литосферы, чередования растяжения и сжатия в зонах ее напрягивания, возникновения ее тектонической расслоенности. Все эти феномены связаны с особенностями перемещения вещества в вихревых потоках, которые обуславливают также структурную форму океанских бассейнов и срединно-океанских хребтов (рис. 2);

- предложена гипотеза, объясняющая возникновение складчатых деформаций в пределах «пассивных» окраин континентов (Северная Атлантика), а также в некоторых внутриплитных обстановках (Тихий, Индийский океаны);

- разработана новая точка зрения на природу спредингового и некоторых областей внутриплитного магматизма. Магматические очаги могут возникать в результате воздействия на нелинейную среду поля напряжений, меняющегося во времени и пространстве и обусловленного спецификой эволюции рифтово-спрединговых вихревых систем.

Переход к представлениям о нестабильности и нелинейности среды при объяснении природы широкого спектра структур литосферы – важнейшее направление геотектоники. Условием его успешного развития является разработка и использование принципиально нового (по сравнению с устоявшейся плитотектонической парадигмой) методологического подхода к решению многих конкретных задач структурообразования, деформаций пород, магматизма и др. В настоящее время такой подход находится в стадии формирования; при этом является совершенно очевидным, что разработка новой «нелинейной» методологии представляет



б

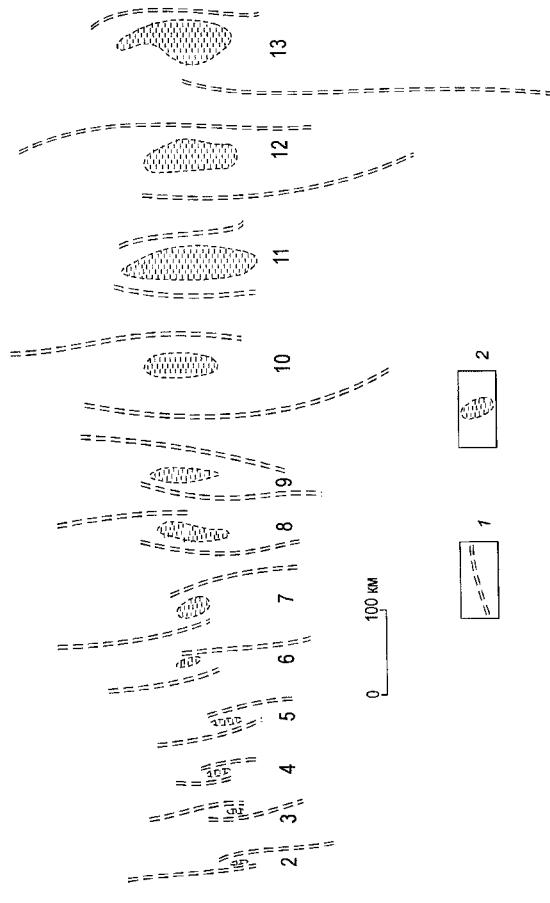


Рис. 1. Масштабная инвариантность в плане перекрывающихся зон спрединга (ПЗС) на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия
 (а) – расположение ПЗС; (б) – их генерализованные морфотектонические схемы, построенные по результатам детальных исследований подводного рельефа. 1 – зоны спрединга, 2 – структурные депрессии между ними

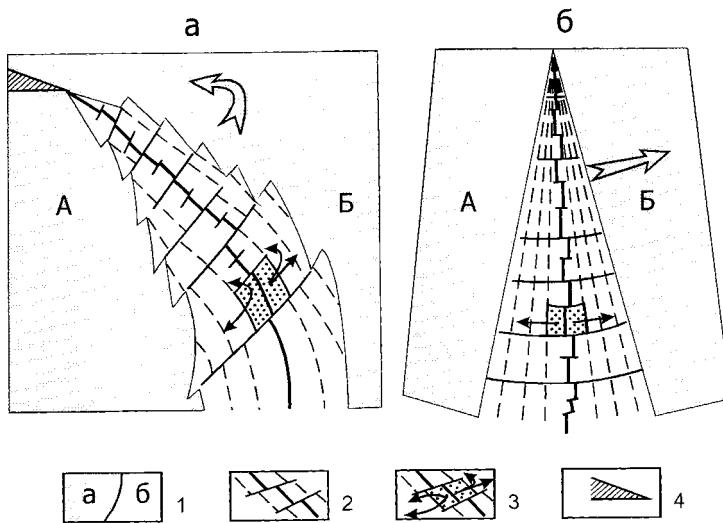


Рис. 2. Структурная форма океанского бассейна, образованного под воздействием вихревого движения (а), и океанского бассейна, образованного по плитотектонической модели (б)

Стрелки – направление перемещения континентальной плиты Б относительно континентальной плиты А

1 – кора континентальная (а) и океанская (б); 2 – изохроны океанской коры и трансформные разломы, утолщенная линия – ось спрединга; 3 – элементарные объемы плит и направления их движения; 4 – область сжатия

собой весьма непростую задачу, как на качественном, так и, тем более, – на количественном уровне. Однако создание новой методологической базы является совершенно необходимым для дальнейшего развития геотектоники и геодинамики.

Литература

1. Пригожин И.Р. Философия нестабильности // Вопросы философии. 1991. № 6. С. 46–57.
2. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.:ГЕОС, 2001. 312с.
3. Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов// Вестн. АН СССР. 1986. № 8. С. 3–11.
4. Пущаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кredo автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
5. Мирлин Е.Г. Проблема вихревых движений в «твердых» оболочках Земли и их роли в геотектонике // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3–12.
6. Николаев А.В. Развитие методов нелинейной геофизики // Вестн. ОГГГИ РАН. 2002. № 1 (20) URL:http://www.scqis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2002/geos.htm#begin
7. Шаров В.И. Тектоническое землетрясение как неравновесный термодинамический процесс разрушения горных пород (к проблеме смены парадигмы сейсмологии) // Физика Земли. 1992. № 5. С. 121–127.

Вихревые движения в зоне сближения Тихоокеанской плиты с Евразиатской и Индо-Австралийской плитами

Вихревые движения в «твёрдых» оболочках Земли обуславливают специфику геодинамики и структурной геометрии океанских бассейнов, возникающих при раздвиге литосферных плит [1]. С целью выяснения возможности существования вихревых движений в зонах сближения плит, где формируются островодужные системы и глубоководные желоба, проанализированы геолого-геофизические материалы (рельеф дна, гравитационное поле, высоты геоида и др.) в Западном секторе Тихого и Юго-Восточном секторе Индийского океанов, где Тихоокеанская плита сближается с Евразиатской и Индо-Австралийской.

Океанское ложе в регионе – самое древнее в Мировом океане и особенностью его геологической истории является широкое развитие вулканизма разных типов: островодужного и рифтового – в зоне сближения плит и внутриплитного – в глубоководных областях океанов. Соответственно, здесь распространены как линейные морфоструктуры (островодужные системы, вулканические хребты, цепи подводных гор), так и изометрические поднятия (одиночные вулканы, массивные плато и возвышенности).

Для выявления закономерностей плановой геометрии морфоструктур проведен частотный анализ подводного рельефа, рассчитанного по данным спутниковой альтиметрии [2], что позволило исключить длинноволновую его компоненту. В коротковолновой части («остаточный» рельеф) доминируют различные по протяженности линейные морфоструктуры (линеаменты): как отрицательные, так и положительные. В зависимости от структурной геометрии и предполагаемой природы линеаменты разделяются на три категории.

Первая – это глубоководные желоба и островодужные системы – как активные, так и отмершие (знак 1 на рисунке). Все они имеют характерную дугообразную конфигурацию, однако большинству из них свойственна асимметрия в плане: одно из окончаний дуги закручено значительно больше другого. Это преобразует окончание вулканической дуги и соответственно глубоководного желоба в спиральную или вихревую структуру. Исключительно показательна геометрия северной части хребта Колвилл-Лау, где он смыкается с о-вами Фиджи и где в одну точку стягиваются островные дуги и линейные вулканические хребты. Благодаря этому геометрия спирально закрученных линеаментов весьма сходна с морфологией атмосферного циклонического вихря. В целом, совокупность островных дуг и глубоководных желобов представляет собой гигантскую систему вихревых структур, протягивающуюся на много-

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

² Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ) МПР, Москва, Россия

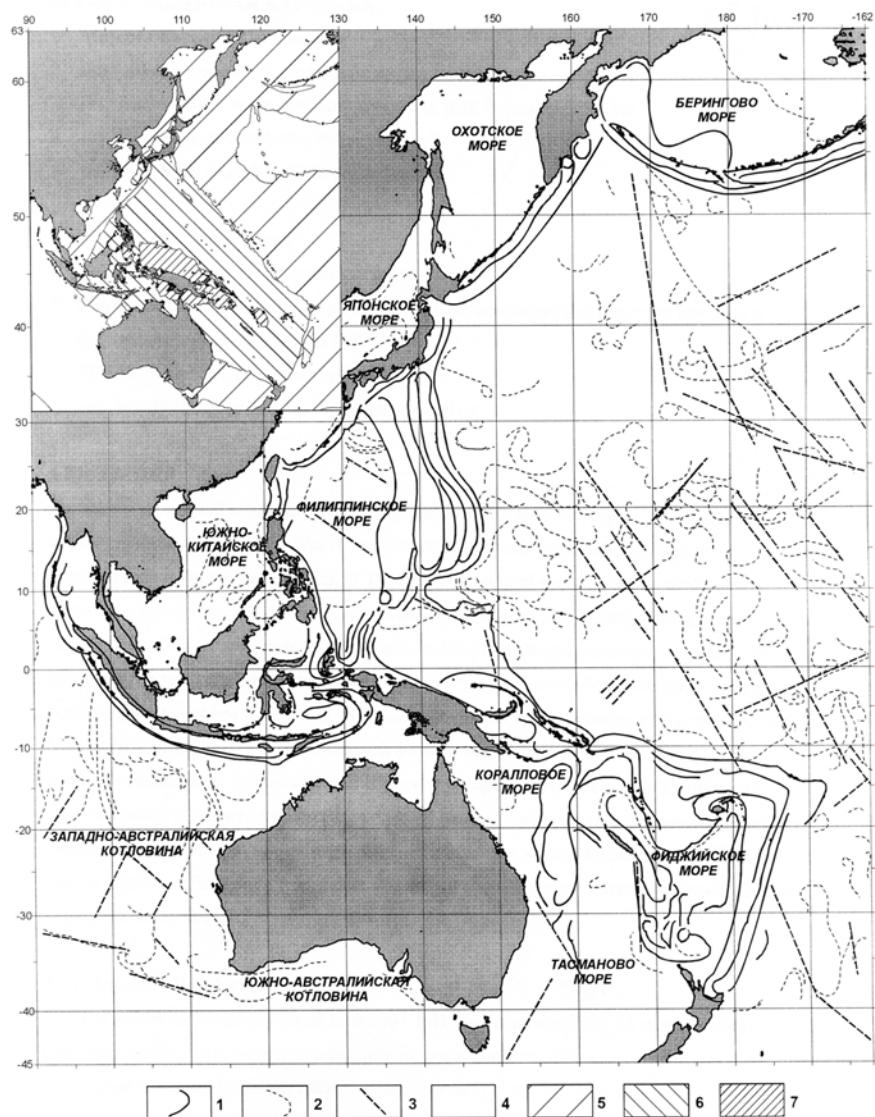


Рисунок. Линеаменты в зоне сближения Тихоокеанской плиты с Евразийской и Австралийской

Линеаменты представлены: 1 – глубоководными желобами и островодужными системами; 2 – локальными изометрическими поднятиями дна вулканической природы; 3 – локальными поднятиями дна тектонической природы. На врезке – схема высот геоида. Шкала высот геоида на врезке: 4 – от 70 до 5 м, 5 – от 5 до 30 м, 6 – от 30 до 60 м, 7 – от 65 до 90 м

гие тысячи километров в пределах зоны сближения Тихоокеанской плиты с Евразией и Австралией.

Вторая категория линеаментов образована цепочками изометричных локальных поднятий дна, расположенных в пределах ложа Тихого и Индийского океанов, а также в пределах глубоководных котловин задутовых бассейнов (знак 2 на рисунке). Среди них отчетливо выделяются системы подводных гор, по-видимому, вулканической природы, имеющих общий цоколь и группирующихся вдоль линий, изгибающихся в плане. Многочисленное число подводных гор и изометрических возвышенностей без общего цоколя, но они группируются вокруг линий, имеющих форму вихрей, колец или полуколец. Согласно известным, данным большинство из них также обусловлено внутриплитным вулканализмом и эти линеаменты отвечают выявленной впервые структурной геометрии внутриплитного вулканализма. Данные о возрасте отдельных подводных гор, составляющих эти внутриплитные вулканические сооружения, разрознены; согласно им, он колеблется от нижнего мела до эоцена.

К третьей категории принадлежат линеаменты, имеющие почти прямолинейную ориентировку и включающие в себя поднятия, связанные, скорее всего, с тектоникой, поскольку тяготеют к уступам дна разломной природы. Их ориентировка – юго-запад – северо-восток и юго-восток – северо-запад, т.е. они образуют почти ортогональную систему (знак 3 на рисунке).

Из рассмотренных категорий линеаментов наибольший интерес представляют те, которые имеют форму вихря, спирали или полукольца. При рассмотрении вопроса об их природе отмечен тот факт, что зона сближения Тихоокеанской плиты с Евразией и Австралией характеризуется весьма значительным гравитационным градиентом, а также повышенными высотами геоида [3]. При этом самые крупные на нашей планете значения высот, превышающие 80 м (см. врезку на рисунке), тяготеют к той части зоны сочленения, где вихревые системы выражены наиболее ярко. Гравиметрические аномалии, как и аномалии высот геоида, являются, по всей вероятности, отражением мощного конвективного потока, направленного от Тихого океана в сторону Евразии и Австралии. Такой поток, судя по полученным данным, сопровождается в настоящее время (и, по-видимому, сопровождался в геологическом прошлом), вихревой компонентой перемещения вещества и, соответственно, образованием вихревых структур разного ранга. Это подтверждает ранее сделанный вывод о том, что мантийная конвекция имеет значительную вихревую составляющую, которая находит отражение в структурах коры и литосфера [1]. Таким образом, структурная геометрия линеаментов вулканической и тектонической природы в зоне сближения плит подтверждает разнообразие движений: поступательных, вращательных и вихревых в «твёрдых» оболочках Земли. Это сближает динамику внутренних оболочек нашей планеты с динамикой ее внешних оболочек – водной и воздушной.

Литература

1. Мирлин Е.Г. Проблема вихревых движений в «твёрдых» оболочках Земли и их роли в геотектонике // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3–17.
2. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Bathymetric Estimation in Satellite Altimetry and Earth Sciences // Intl. Geophys. Series. 2001. V. 69. P. 447–457.
3. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 10039–10054.

Е.В. Михальский¹

Тектонические провинции Антарктического щита в свете формирования суперконтинентов докембрия

Антарктический щит испытал длительную историю формирования от 3800–3900 до 500 млн лет. Пики эндогенной активности на различных участках приходятся на интервалы; 3400–3150, 2800–2700, 2500–2350, 2150–2000, 1850–1700, 1600–1450, 1400–1150, 1150–950 и 600–500 млн лет. Архейская тектономагматическая деятельность была сконцентрирована в относительно некрупных ядрах (протократонах; рисунок). Палеопротерозойская эндогенная активность проявлена (датировки внедрения ортогнейсов или реликтовое вещество циркона) на участках, формирующих восточный и «внутренний», примыкающий к российской складчатой системе Трансантарктических гор сектор (берег Короля Георга V и Земля Уилкса, хребет Шеклтона, хребет Миллер: преимущественно 1850–1700 млн лет, орогения Адели, и 1600–1450 млн лет), а также в районе рифтовой системы ледника Ламберта (уступ Моусона в горах Принс-Чарльз: преимущественно 2150–2000 млн лет, Ламбертская орогения, и около 2400 и 1800 млн лет). Мезопротерозойская эндогенная активность имеет более широкую географию, охватывая значительные пространства на Земле Королевы Мод, Земле Эндерби, Земле Мак-Робертсона, Земле Принцессы Елизаветы, в оазисе Бангера и на островах Уиндмилл. Выделяются три крупные тектонические провинции, имеющие историю эндогенного развития в следующие временные пределах: 1) провинция Уилкс – 1500–1150 млн лет, 2) провинция Мод – 1150–1050 млн лет, 3) провинция Рейнер – 1300–950 млн лет. Неопротерозойские процессы в интервале 900–700 млн лет носили значительно менее активный характер. На значительной территории к этому интервалу относятся свидетельства термального воздействия и только на одном участке (оазис Ширмахера) – внедрение ортогнейсов в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Панафриканский этап (600–500 млн лет) характеризуется мощными тектонотермальными и магматическими процессами.

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

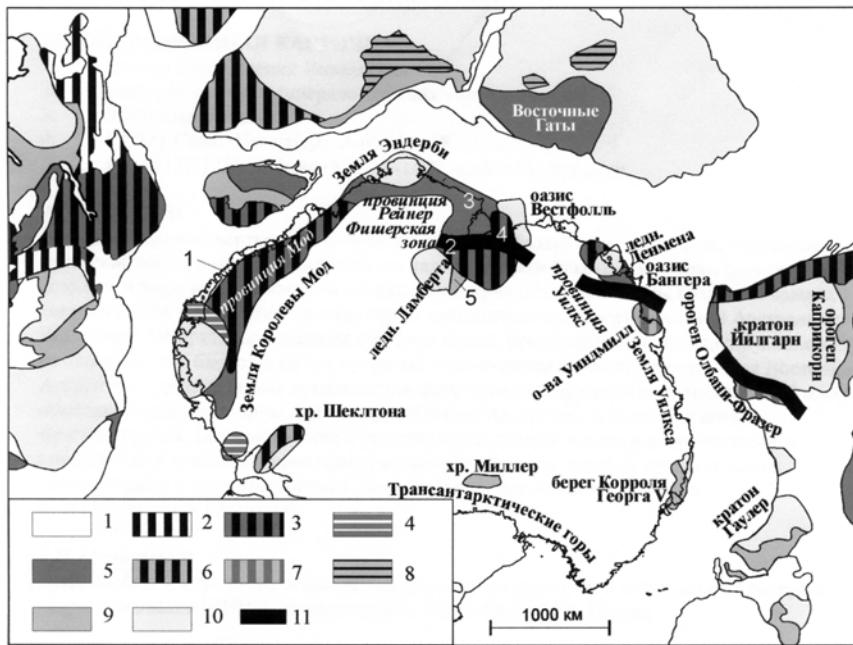


Рисунок. Главные докембрийские тектонические провинции Восточной Африки, Индии, Антарктиды и Южной Австралии (по: [7–10], с изменениями)

1 – неопротерозойские бассейны и фанерозойский чехол, материковый лед в Антарктиде; 2 – панафриканский орогенический пояс; 3 – мезопротерозойский орогенический пояс с панафриканской переработкой; 4, 5 – мезопротерозойские чехол (4), орогенический пояс (включая архейские компоненты на некоторых участках) (5); 6, 7 – палеопротерозойские орогенические пояса: 6 – переработанный на панафриканском этапе, 7 – переработанный в позднем мезопротерозое; 8 – палеопротерозойский чехол; 9 – палеопротерозойский или раннемезопротерозойский орогенический пояс (включая архейские компоненты на некоторых участках); 10 – архейский кратон (в том числе на закрытых территориях); 11 – мезопротерозойская сутурная линия. Цифрами на схеме обозначены: 1 – оазис Ширмакхера, 2 – горы Принс-Чарльз, 3 – Земля Мак-Робертсона, 4 – Земля Принцессы Елизаветы, 5 – уступ Моусона

Палеопротерозойские тектономагматические процессы находят отчетливое соответствие с некоторыми рубежами, развитыми в Южной Австралии (кратон Гаулер, ороген Каприкорн). В пределах кратона Гаулер выделены эпохи тектонотермальной активности в диапазонах 2420–2300 (Sleafordian Orogeny), 1750–1700 (Kimban Orogeny), 1650–1540 млн лет (Kararan Orogeny) ([1], [2] и др.). В пределах орогена Каприкорн выделяются эпохи тектонической активности на рубежах 2200 (Ophthalmian Orogeny), 2000–1960 (Glenburgh Orogeny), 1830–1780 (Capricorn Orogeny), 1680–1620 (Mangaroon Orogeny) ([3] и др.). Близкие диапазоны возраста тектонических процессов позволяют предполагать совместное развитие восточного сектора Антарктического щита и кра-

тона Гаулер в виде единого континентального блока (кратон Моусон) [4]. Входил ли регион гор Принс-Чарльз в состав кратона Моусон, на данной стадии изученности определить невозможно.

Скорее всего, этот участок входил в состав какого-то другого блока (вероятно, включающего также оазис Вестфольль, Землю Эндерби и некоторые блоки Индийского континента), поскольку в нем не проявлена характерная раннемезопротерозойская орогения, но распространены архейские (3400–2700 млн лет) геологические комплексы, не имеющие аналогов в кратоне Гаулер. Вероятно, архейские блоки центрального сектора Восточной Антарктиды (Земля Эндерби, южная часть гор Принс-Чарльз и оазис Вестфольль) и, возможно, северо-восток Индии составляли единый континентальный блок уже в раннем протерозое. На это указывают идентичные составы специфических высокомагнезиальных дайковых комплексов, изотопный состав геологических комплексов и сходный характер докембрийской эндогенной эволюции [5].

Мезопротерозойские структуры Антарктического щита также могут быть сопоставлены с некоторыми структурами Южной Австралии. История геологического развития провинции Олбани–Фразер (главные этапы тектогенеза 1350–1260 и 1210–1140 млн лет, [6]) уверенно сопоставляется с развитием оазиса Бангера (завершающий тектогенез 1190–1150 млн лет). Фишерская структурно-формационная зона в горах Принс-Чарльз (развитие в диапазонах 1300–1200 и 1100–1000 млн лет) сложена преимущественно ювенильными магматическими образованиями и имеет возраст заложения, совпадающий с возрастом мафических комплексов в провинции Олбани–Фразер. Более того, предполагаемый состав мантийных источников этих комплексов практически совпадает и отвечает мантийному источнику типа PREMA ($\square_{\text{Nd}}(1300) = +2,5$). Локализация подледных магнитных аномалий позволяет трассировать региональные структуры Фишерской зоны в северо-восточном направлении, в сторону оазиса Бангера. Можно предположить, что амальгамация кратона Моусон, кратона Йилгарн и Индо-Антарктического блока произошла на рубеже 1150–1100 млн лет.

В неопротерозое в Антарктическом щите господствуют стабильные условия (за исключением оазиса Ширмакхера) с накоплением на некоторых участках кластических осадочных толщ в пределах мелководных бассейнов (возможно, типа pull-apart) и внедрением редких комплексов мафических даек. Эти признаки свидетельствуют о господстве условий растяжения и/или тангенциальных движений. В пределах Антарктического щита не выявлены породы ювенильного происхождения панафриканского возраста. На этом этапе происходили внедрение анортозит-мангерит-чарнокитовых комплексов и гранитов А-типа, имеющих внутриплитное происхождение, а также мощная тектонотермальная переработка мезопротерозойских комплексов. Большинство исследователей связывают метаморфизм панафриканского этапа с коллизией континентальных блоков, удвоением мощности земной коры и последующей делиминацией литосферы. Однако распространение здесь гранитоидов, как

и метаморфических процессов, может быть также обусловлено повышенным тепловым потоком в связи с глубинным андерплейтингом мантийных дериватов в основание коры. Важную, а может быть,— определяющую роль могла играть латеральная и вертикальная неоднородность литосферы в смысле ее состава, реологических свойств и термального состояния, сложившаяся в результате мезопротерозойских аккреционных и коллизионных процессов.

Скорее всего, формирование суперматерика, включавшего Восточную Антарктиду, Южную и Западную Австралию, Индию, а также, вероятно, и Южную Африку произошло в позднем мезопротерозое, а на последующих этапах, возможно, произошла перестройка его конфигурации за счет тангенциальных движений. Предположение о распаде этого суперматерика в неопротерозое и амальгамации вновь на панафриканском этапе не представляется реалистичным в силу отсутствия в Антарктиде геологических признаков соответствующих процессов.

Литература

1. *Drexel J.F. et al.* The geology of South Australia // Geol. Surv. S. Austr. Bull. 1993. V. 54. 242 p.
2. *Dawson G.C. et al.* Did the Palaeoproterozoic assembly of proto-Australia involve collision between the Pilbara, Yilgarn and Gawler Cratons? Geochronological evidence from the Mount Barren Group in the Albany–Fraser orogen // Precambrian Res: Тез. докл. 2002. V.118. P.195–220.
3. *Sheppard S. et al.* Intracontinental reworking in the Capricorn Orogen, Western Australia: the 1680–1620 Ma Mangaroon Orogeny // Austral. J. Earth Sci. 2005. V.52. P.443–460.
4. *Fanning C.M. et al.* The «Mawson Block»: once contiguous Archaean to Proterozoic crust in the East Antarctic Shield and Gawler Craton, Australia // VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences: Abstr. Siena: VII ISAES, 1995. P.124.
5. *Dasgupta S., Sengupta P.* Indo-Antarctic correlation: a perspective from the Eastern Ghats Granulite Belt, India // Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup. M. Yoshida. et al. (eds.) // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2003. V. 206. P.131–143.
6. *Clark D.J., Hensen B.J., Kinny P.D.* Geochemical constraints for a two-stage history of the Albany–Fraser Orogen, Western Australia // Precambrian Res. 2000. V.102. P.155–183.
7. *Hanson R.E.* Proterozoic geochronology and tectonic evolution of southern Africa // Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup. M. Yoshida et al. (eds.) // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2003. V. 206. P.427–463.
8. *Dobmeier C., Raith M.M.* Crustal architecture and evolution of the Eastern Ghats Belt and adjacent regions of India // Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup. M. Yoshida et al. (eds.) // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2003. V.206. P.145–168.
9. *Myers J.S. et al.* Tectonic evolution of Proterozoic Australia // Tectonics. 1996. V.15. P.1431–1446.
10. *Иванов В.Л., Каменев Е.Н.* Геология и минеральные ресурсы Антарктиды М.: Недра, 1990. 232 с.

Действующие силы глобальной тектоники

Процессы, обусловленные ротацией Земли, ее положением сателлита в Солнечной системе и движением Солнца вокруг центра Галактики, стали предметом широкого обсуждения в литературе. В этом плане получили развитие идеи центробежно-инерционного механизма глобальной тектоники и глубинной геодинамики. Моделью и прототипом послужила центробежная планетарная мельница (ЦПМ) – единственный планетарный механизм, в котором инерционные силы совершают работу [1].

При планетарном вращении на материальные массы доминантное воздействие оказывают: 1) центробежные силы (ЦбС) от собственного вращения планеты (или барабана мельницы); 2) ЦбС от движения по орбите; 3) инерционные силы от сложения двух ЦбС; 4) инерционные силы, удерживающие загрузку барабанов мельницы или материальные массы планеты; 5) сила Кориолиса, возникающая при сложении двух скоростей вращения; 6) силы трения, вязкого течения и пр.

Инерционные силы всегда ориентированы против направления движения. В земных условиях (специфичность формы планеты) силы инерции, максимальные на экваторе, снижаются до нуля на полюсах. Инерционные силы, порожденные вращением Земли и особо сильные в экваториальном поясе, действуя на массу атмосферы и гидросферы, формируют устойчивый пассат, приливную волну и экваториальное течение. В литосфере те же силы в большей мере действуют на континентальные плиты, как более массивные. Они заставляют дрейфовать Американскую плиту в западном направлении, расширяя Атлантику до нескольких сантиметров в год. Тихоокеанская плита, стиснутая между наступающей Американской плитой и Евроазиатским массивом, выгибается по осевой линии и подворачивается под континенты, формируя глубоководные желоба вдоль берегов Америки и Азии.

За счет сферической формы Земли центробежные силы от ее вращения должны собрать все материки в экваториальном поясе. Однако сдвигающая сила Кориолиса (действующая в направлении Северного полюса) заставляет материки двигаться к северу до тех пор, пока центробежные силы не уравновесят ее. По этой причине северное побережье Америки, Европы и Азии выстроились по линии Северного полярного круга.

Из логики распределения сдвигающих сил в пределах полюса Южного полушария может существовать только Антарктида, очерченная Южным полярным кругом. Южный полярный круг служит тем геодинамическим барьером, за пределами которого суммарные сдвигающие силы способны разорвать сплошность континентальных плит. Этим объясняется совпадение береговой линии Антарктиды с Южным полярным кру-

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

гом. Северный же полярный круг ограничивает ту зону, в пределах которой дрейфующие плиты продвинуться не могут [2, 3].

Центробежно-инерционный механизм подтверждает предположение А.Л. Вегенера, который считал, что материки могут дрейфовать только с востока на запад и с юга на север. Эти два разрешенных направления дрейфа определяют ориентацию глобальных коллизионных структур по линии столкновения плит: длинные горные цепи либо вытянуты вдоль параллелей (Пиренеи – Альпы – Кавказ … до Гималаев) либо вдоль меридианов (Кордильеры – Анды).

Наша планета как сателлит пары Солнце–Земля подвержена действию центробежных сил от собственного вращения и от вращения вокруг Солнца. Эти силы суммируются на «ночной» стороне планеты и вычитаются на «дневной» половине. Хотя ЦБС от движения по орбите примерно в 4 раза меньше ЦБС от собственного вращения, тем не менее смена от суммы сил к их разности сказывается на напряжениях в литосфере. По этой причине землетрясения, как правило, начинаются в ранние утренние часы, когда сумма сил сменяется разностью.

Основная масса Земли сосредоточена в ядре, поэтому смена суммы на разность ЦБС должна сказываться на глубинной геодинамике. Можно предполагать суточное биение ядра Земли, а если допустить, что жидкое внешнее ядро позволяет внутреннему твердому ядру вращаться «по-своему», то число оборотов ядра будет больше, чем число оборотов планеты. Эти рассуждения выдвигают на передний план новые вопросы глубинной геодинамики и механизма плюмов.

Перечисленные выше центробежные и инерционные силы в планетарной паре Земля–Солнце действуют постоянно, но в геологической истории фанерозоя выделяются фазы активного тектогенеза: каледонская, варисская, герцинская и альпийская. Фазы тектогенеза знаменуют рубежи геологических эр (палеозой неоднократно предлагали разделить на две эры). В то же время, геологические эры рассматриваются как глобальные циклы и уподобляются галактическому году [4, 5]. В таком случае фазы тектогенеза следует рассматривать как возмущающее влияние дополнительных сил, обусловленных либо изменением скорости движения Солнца по галактической орбите, либо ее эксцентриситетом, либо гравитационным влиянием каких-то галактических неоднородностей.

Современные тенденции движения материковых масс под действием центробежных и инерционных сил проявляются в следующем. Южное окончание Африканской плиты находится в поясе максимальных значений инерционных сил, а ее северные границы – в поясе слабых инерционных сил. Поэтому Африка, с разворотом уходит в Атлантику, создавая напряженное состояние литосферы в области Средиземноморья и Малой Азии.

О напряженных состояниях Тихоокеанской плиты и ее деформациях упомянуто выше. К сказанному добавим, что Австралийская плита в своем стремлении из Южного полушария в Северное создает напряженность и коллизионные явления по южным границам Тихоокеанской

плиты. Некоторым исключением в этом плане служит Гренландия. Она обращает на себя внимание тем, что находится севернее геодинамического барьера, на котором остановились Евразийская и Американская плиты. Вероятно, Гренландия в виде значительного фрагмента смогла оторваться от северной части Евроазиатского массива (акватория Баренцева и Карского морей) и под влиянием центробежно-инерционных сил стала смещаться с востока на запад. Противодействие сдвигающих сил должно выразиться в дрейфе Гренландии на юг. Проявление этой тенденции, вероятно, будет установлено точными наблюдениями из космоса в том случае, если масса Гренландской плиты окажется достаточной, чтобы преодолеть сопротивление океанических плит.

Выводы. Рассмотренные силы, действующие в глобальной тектонике, обусловлены гравитационным взаимодействием, потому по своей природе универсальны и принадлежат единому космическому механизму.

Литература

1. Молчанов В.И., Селезнёва О.Г., Жирнов Е.Н. Активация минералов при измельчении. М.: Недра, 1988. 208 с.
2. Молчанов В.И., Параев В.В. Центробежно-инерционный механизм глобальной тектоники литосферных плит // Вестн. ОНЗ РАН. 2004. № 1 (22). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggms/1-2004/scpub-6.pdf
3. Molchanov V.I., Paraev V.V. Formation of Large-Scale Tectonic Elements from the Position of Centrifugal-Inertial Force Action // Geotectonica et Metallogenica. 2005. V. 29, N 1. P. 13–33.
4. Молчанов В.И., Параев В.В. Фанерозойская история взаимодействия геосфер (в развитие творческого наследия академика А.Л. Яншина) // Вестн. ОГТГГН РАН. 2000. № 4 (14). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggms/4-2000/geos.htm#begin
5. Параев В.В., Молчанов В.И. Глобальные геологические циклы и катализмы в фанерозойской истории Земли // Избранные труды IV Сибирской конференции по математическим проблемам физики пространства–времени сложных систем (ФПВ – 2002). Новосибирск: Ин-т математики им. С.Л. Соболева СО РАН, 2004. Т. 2. С. 73–89.

Ю.А. Морозов¹

Структурообразование как полифакторный процесс: базисные факторы деформации

По мере расширения коллективных знаний об особенностях структурной организации и тектонической эволюции глубоких горизонтов земной коры становится все более очевидным *полифакторный характер* процессов деформационно-вещественных преобразований в сложнодислоцированных толщах и метаморфических комплексах. В самом общем случае развитие и протекание этих процессов обусловливается одновременным проявлением и взаимодействием сразу нескольких факторов, определяющих основные характеристики любого дислокационного процесса и отве-

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

чающих за многообразие возникающих структурных форм, их тип и морфологическое выражение. Существенно то, что эти факторы действуют, как правило, независимо от типа и особенностей геодинамической обстановки, тектонических условий, масштабного уровня развития процесса и имеют устойчивое структурно-типологическое выражение. Среди таких факторов, которые можно назвать базисными факторами деформации, наиболее значимыми представляются следующие:

1 – **фактор гетерогенности** деформации (локализационный фактор)

– деформируемый объем даже в исходно однородных по составу и сложению средах и при однородном нагружении (не говоря уж о противоположной ситуации) на определенной стадии расчленяется на участки ускоренного и замедленного деформирования, что выражается в неравномерном распределении интенсивности текстурных и структурных перестроек горных пород, а соответственно и степени их деформационно-вещественных преобразований;

2 – **компенсационно-комплементарный фактор** – деформационные изменения определенного знака (например, сжатие, сдвиг) в *сопряженных* зонах компенсируются изменениями противоположного знака (растяжение, сопряженный сдвиг), так же как разуплотнение среды (декомпрессия) должно сопровождаться ее уплотнением (компрессия) в *смежных* объемах;

3 – **фактор прогрессивности** деформаций – непрерывная изменчивость при развитии во времени поля напряжений и деформационного поля приводит к последовательному возникновению полистадийных структурных форм, составляющих единый эволюционный ряд;

4 – **объемный фактор** – деформация проявляется не только в виде трехмерных изменений формы деформируемых тел, но и через дилатационные эффекты, приводящие к уплотнению (компрессия) или разуплотнению (декомпрессия) деформируемой среды;

5 – **масштабно-иерархический фактор** деформации – деформация реализуется одновременно или последовательно на самых разных масштабных уровнях, с соответствующим соподчинением, взаимодействием и определенными генетическими взаимосвязями возникающих структурных форм;

6 – **фактор градиентности поля** характеризует направленную пространственно-временную изменчивость параметров самых разных по природе и типу проявления физических полей в коре (напряжений, температуры и давления, реологических свойств, флюидонасыщенности и т.д.), от которой зависят механизмы, способы и формы реализации деформации;

7 – **фактор поликомпонентности среды** (двухкомпонентная – твердая фаза – флюид, многокомпонентная – твердая минеральная фаза, жидкий флюид, газообразный флюид, расплав), предполагающий влияние деформаций на взаимодействие фаз и, наоборот, влияние последних на характер протекания деформационных процессов в виде пластификации, охрупчивания и т.д.

8 – **фактор структурированности среды** – при одних и тех же условиях нагружения однородной или изотропной среды и среды с исход-

ной структурой конечный структурный результат будет существенно различен (Талицкий, 1994 г.; Талиций, Галкин, 1989, 1997гг.]

9 – **фактор скорости деформации** – соотношение между скоростями нагружения и релаксации определяет и характер протекания деформации (хрупкое разрушение или пластическая деформация) и структурный результат в виде соотношения дислоцированных и перекристаллизованных зерен среды;

10 – **фактор литостатической нагрузки (глубинности структурообразования)** – в связи с изменением с глубиной прочностных и вязкостных свойств пород, коэффициентов внутреннего трения, и т. д. (Николаевский, Шаров, 1986 г.) существенно изменяется и структурный результат;

11 – **фактор геомеханической обстановки** – в зависимости от характера нагружения геологической среды (сжатия–растяжения, простого сдвига, транспрессии, транстенсии), ориентировок приложенных сил относительно элементов ее исходной структурированности могут формироваться разные морфологические типы структур.

Эти и ряд других, может быть, менее значительных факторов могут существенным образом влиять на вариативность структурных форм, разнообразие их сочетаний в структурных парагенезах, их изменчивость во времени и пространстве вместе с изменением условий деформации. Учет этих факторов позволяет более объективно оценивать условия и особенности реализации тектонических процессов, специфику геодинамических обстановок, этапность и стадийность деформационных процессов. Характерные особенности структурно-морфологического выражения перечисленных факторов показаны на конкретных примерах из разновозрастных и разноглубинных комплексов разных тектонических обстановок.

Ш.А. Мухамедиев¹, Т.П. Белоусов¹

К проблеме образования первичных нарушений сплошности осадочных горных пород.

Неотъемлемой особенностью любых горных пород являются секущие их трещины, в залегании которых прослеживаются квазипериодические и квазипараллельные системы. Трещиноватость, являясь одной из важнейших характеристик верхних горизонтов земной коры, определяет многие морфологические особенности поверхности, контролирует движение подземных флюидов и оказывает влияние на сейсмотектонические, рудообразующие и многие другие процессы. Помимо этого, трещиноватость влияет на механические свойства коры, создавая ее деформационную и прочностную анизотропию.

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

Несмотря на длительное изучение трещиноватости (см., например, обзор в: [1]), нет консенсуса относительно условий образования трещин, связи этих условий с действующими напряжениями, со степенью литификации пород и т.д. Мы, исходя из повсеместности, всеобщности феномена трещиноватости, приходим к выводу, что объяснение генезиса трещиноватости осадочных горных пород должно опираться на некоторые общие свойства геоматериалов и на использование общих физико-механических принципов. Основываясь на литературных данных [1] и на собственных наблюдениях правильных систем ослабления в молодых отложениях, мы приходим к выводу о зарождении регулярной макроструктуры – каркаса будущей первичной трещиноватости – на стадии диагенеза. Задача сводится к выявлению механизма образования систем нарушений в слое слабосцементированных осадков под воздействием горизонтального негидростатического тензора напряжений.

Мы интерпретируем образование регулярной макроструктуры в слое бесструктурных литифицирующихся осадков как явление самоорганизации системы при потере ею устойчивости [2]. Внутренняя неустойчивость возникает благодаря универсальному свойству геоматериалов – их разупрочнению при достижении деформацией γ критического значения γ_c , после чего напряжение τ начинает падать (рис. 1, а). За счет чего достигается в осадочном слое критическое состояние? Совокупный эффект диагенетических процессов компакции и цементации приводит к тому, что со временем t величина критической деформации γ_c падает (см. рис. 1) со скоростью, зависящей от термодинамических условий литификации. Критическое состояние наступит при $t=t_c$, когда накопленная слоем осадков после седиментации деформация $\gamma_t(t)$ сравняется с той критической величиной γ_c , которую в процессе литификации к этому моменту приобретет вещество осадков (см. рис. 1, б) [2].

При $t > t_c$ сдвиговые пластические деформации локализуются и продолжают развиваться в узких микрозонах, плоскости которых субнормальны к осадочному слою и которые ориентированы так, что биссектриса острого угла между микрозонами совпадает с осью максимального горизонтального сжатия T_{\max} (см. левый столбец таблицы). В остальном объеме материал разгружается. С течением времени одна или обе сопряженные системы микрозон локализации могут эволюционировать в наблюдаемые системы трещин, которые мы классифицируем как первичные. Эта модель была предложена в работах: [3, 4].

В работе:[4] был предложен и механизм возникновения нарушений, ориентированных вдоль оси сжатия T_{\max} . В качестве причины образования нарушений рассматривалось наличие микродефектов упаковки зерен в литифицирующейся породе. При некоторых условиях дефект (микропора) движется относительно зерен с тем, чтобы уменьшить полную энергию системы. Оставляемый дефектом след в материале – это и есть наблюдаемая впоследствии трещина. Качественно модель отражена в правом столбце таблицы. Сначала зерна материала, смежные с исход-

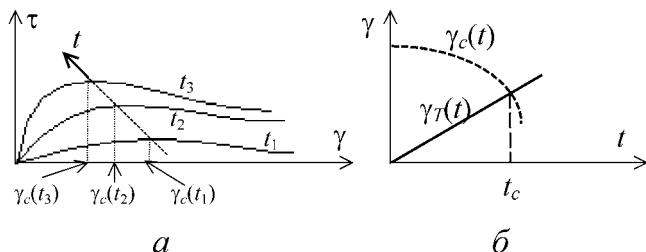


Рис. 1. Изменение со временем t диаграммы τ - γ при диагенезе осадков (а) и условие возникновения внутренней неустойчивости (б)

Таблица

МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ НАРУШЕНИЙ В ЛИТИФИЦИРУЮЩИХСЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ	
Сопряженные слои локализации сдвиговых деформаций	Нарушения вдоль оси максимального сжатия

ной микропорой, в силу слабой цементации отрываются от соседей и соединяются в направлении T_{\max} . При этом начальная микропора разделяется на две. Впоследствии раз за разом от соседних частиц отрываются следующие зерна и присоединяются к уже потерявшим сцепление. Таким образом, вдоль оси T_{\max} формируется вытянутое макронаружение. Его развитие может эквивалентно интерпретироваться как раздвижение вдоль оси T_{\max} двух микропор (друг от друга и относительно частиц среды).

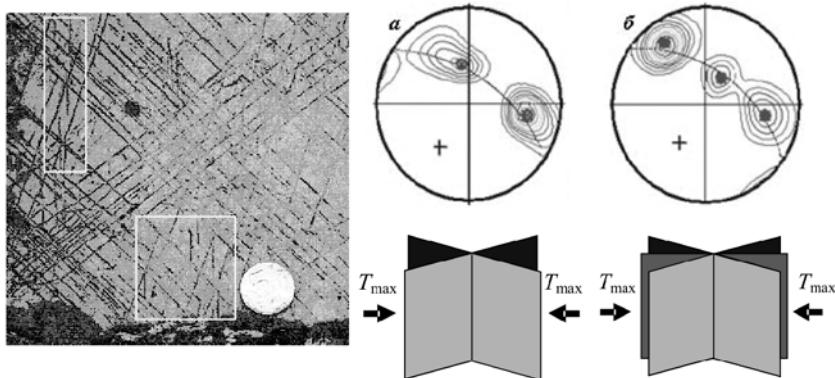


Рис. 2. Системы локалитов на поверхности пласта верхнемеловых отложений (Северо-Западный Кавказ). Показаны ориентационные распределения локалитов *in-situ* (стереограммы полюсной плотности) и схематично: две (а) и три (б) системы локалитов

Расчеты [4, 5] подтверждают эту картину: дефекты, расположенные по линии максимального сжатия являются как бы одноименными зарядами и отталкиваются друг от друга, образуя сомкнутое макронарушение. Напротив, дефекты, расположенные вдоль ортогонального направления T_{\min} , обладают свойствами разноименных зарядов. Поэтому нарушений вдоль T_{\min} не возникает. Если, как в механике хрупкого разрушения, ввести в модель силу сопротивления распространению дефекта, то можно определить критическое значение T_{\max} , при котором вдоль оси сжатия начинают развиваться нарушения [4, 5].

Описанные выше модели зарождения первичной трещиноватости были предложены более 15 лет назад [3, 4] и в последующее время косвенно подтвердились результатами реконструкции палеонапряжений более чем в 3000 обнажениях горных пород в различных регионах Европы и Азии. Там, где представляется возможность сравнения, результаты находятся в хорошем согласии с палеогеодинамическими реконструкциями, полученными на основе других подходов. За прошедший период появились и новые свидетельства в пользу предложенных моделей. Так, на отдельных обнажениях нами были обнаружены следы нарушений, образовавшихся в период литификации пород, – локалиты [6]. На кровле слоя они представляют собой системы тонких идеально прямых линий шириной 0,01–0,1 мм (рис. 2), в ряде случаев проникающих на глубину. На рис. 2 прямоугольниками охвачены те участки обнажения, на которых отчетливо просматриваются три системы нарушений, одна из которых делит пополам острый угол между двумя другими. Это как раз те совокупности нарушений, которые обсуждались выше: две сопряженные системы микрозон локализации и система нарушений вдоль оси T_{\max} . Хотя бы одна из систем локалитов по простиранию совпадает с од-

ной из систем первичных трещин. При этом иногда визуально наблюдается, как локалиты по простиранию переходят в трещины.

Последние годы ознаменовались и значительным прогрессом в математических методах, используемых при теоретическом обосновании рассматриваемых моделей. Возросло число публикаций и конференций, посвященных проблемам локализации деформаций. Что касается материальных (конфигурационных) сил, использованных в [4] при анализе движения дефектов, то их теория к настоящему времени вообще выделяется в отдельную ветвь механики сплошных сред. Модель зарождения нарушений вдоль оси T_{\max} была доложена на Международном симпозиуме по механике материальных ил (Сими, Греция, июль 2005г.), получила одобрение механического сообщества и была рекомендована к опубликованию (см. [5]).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и программы №6 ОНЗ РАН.

Литература

1. Pollard D.D., Aydin A. Progress in understanding jointing over the past century // Geological Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. P. 1181–1204.
2. Мухамедиев Ш.А. Процессы разрушения и напряженное состояние литосфера Земли. Дис. в виде науч. докл. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН, 1997. 68с.
3. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А. К реконструкции палеонапряжений по трещиноватости горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 2. С.16–29.
4. Мухамедиев Ш.А. Процессы разрушения в литосфере Земли. М.: ИФЗ АН СССР, 1990. 204 с.
5. Mukhamediev Sh.A., Nikitin L.V. Application of the material force concept to formation of discontinuities in soft sedimentary rocks // Archive of Applied Mechanics. 2006 (Accepted).
6. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А., Цельмович В.А. Локализационная неустойчивость осадков (на примере северо-западного погружения Большого Кавказа). Вып. 3. // Геофизические исследования. М.: ИФЗ РАН, 2005. С. 123–126.

О.В. Мясников¹

Модель энергетики тектогенеза

Причины и эволюция геологических явлений относятся к числу важнейших проблем теоретической геологии. В результате сложной пересекаемости геофизических, геохимических и иных данных выделяемые геологические объекты и процессы идентифицируются неоднозначно. Для объяснения глобальной геодинамической модели строения, эволюции, причин и механизмов тектонических процессов в земной коре необходима формализации, унификация и универсализация корпоративной связи разных видов информации.

Палеотектонические реконструкции проведены методом деформаций: высокинформативным, автономным, самодостаточным, представительным, адаптированным к компьютерным технологиям и представлению

¹ Институт геохимии и геофизики (ИГиГ) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

данных в площадной форме. Получен дискретно-непрерывный пространственно-временной ряд палеореконструкций и производных от них карт волновых полей блоково-пликативной тектоники. Волновые тектонические поля деформаций – новый, универсальный вид данных, продолжение ряда энергетико-генетической цепочки эволюционных характеристик планеты: минерал—порода—массив. Серии карт-реконструкций позволил построить и проанализировать ретроспективную энергетическую модель процесса Припятского палеорифтогенеза.

Структурно-вещественная история тectono-sfery связана с энергетической эволюцией Земли. Вещественный состав и пликативно-блоковое фракционирование коры на каменной (геологической) стадии развития планеты – результат резонансной релаксации суммарной энергии в системе волна–решетка, распределенной по модальным значениям волн спектра излучения. Зависимость периода от длины колебаний для тектонических волн каждого вида энергии нелинейная, границы переходов между ними фрактальные: с переходом длины волны L через некоторые критические значения происходят существенные изменения периода T [1]. Параметры критических тектонических волн, определяющие степень квантования пространства или размеры тектонических фракций, описываются фрактальной размерностью плоского элемента-кластера и соотносятся как фракталы разных поколений:

$$r(N)=(1/N)^{1/d}, \quad (1)$$

где: r – число раз, на которое делится образующая; N – любое целое число; d – размерность подобия (для плоскости равна 2) [2].

Структура и текстура образования и преобразования тектонической области синергетичны тектоническим процессам и реологическим свойствам среды. Размеры, шаг и энергия дислокации взаимосвязаны [3–6]:

$$E = \frac{m_o \cdot v_o^2}{\sqrt{1 - \frac{v^2}{v_o^2}}}; \quad l_v = l_o \sqrt{1 - \frac{v^2}{v_o^2}}; \quad m_o = \frac{2}{\pi^2} \cdot \frac{a}{l_o \cdot m}, \quad (2)$$

где: E – энергия дислокации; l – размер; v – скорость дислокации; v_o – скорость звука; m – масса ячейки дислокации; m_o – эффективная (зависящая от скорости) масса; a – шаг.

Установленная структурная ритмичность позволяет изучать архитектонику с помощью аппарата волновой механики и синергетического (нелинейного) подхода. Суть эволюционных процессов в Земле заключается в преобразованиях одного вида энергии в другой или изменениях частот энергетических тектонических волн при межгеосферных переходах.

1. Эмерджентный¹ объект геосфера определяется единством энергетического состояния, вещественного состава и свойств. Потенциал, частота и вид энергии, элементно-минеральный состав, фракционность и структура сферы, модально стабильные для каждой геосфера. Соотношения родственных элементов соседних геосфер не линейное, а скорее фрактальное, т. е. внутрисистемные корпоративные связи эмерджентно объединенных элементов геосфера сильнее межсистемных связей элементов соседних систем-геосфер. Эволюционное изменение корпоративной связи внутри системы – процесс вещественно-энергетической деградации геосферы.

2. По закону сохранения энергии переходы ее из одного вида в другой происходят в наиболее оптимальный доминирующий вид (принцип Паули). Энергетика внутренних геосфер планеты выше внешних по всем параметрам. В условиях эволюции высокоенергетические геосфера стремятся к упрощению. В процессе внутрисистемной рекомбинации вещества-энергии в более простую форму, переходе на более низкий уровень геосфера излучает. Через литосферу проходит непрерывный поток энергии-вещества, транспортируемый тектоническими волнами. Тектонические волны это любые энергетические волны в геологической среде (рисунок).

3. Баланс, граница между внешней и внутренней оболочками, граница тиктоносферы, отвечает условию, что гравитационное сжатие (вес) внешней оболочки здесь скомпенсировано давлением молекул внутреннего шара (см. рис.). В идеальном процессе переход – изменение идет гранично-сферически. Границы геосфер, переходные зоны, постепенно уходят вовнутрь, стягиваются к центру, стремятся к точке, а снаружи «нарастают» новые. В природе диссипация и конверсия энергии регулируются внутрисистемными циклами принимающей геосфера и структурно-волновыми резонаторами-аттракторами. Аттракция модальных волн спектра излучения энергопотока соответствует свойствам среды отражать, поглощать (накапливать) или проводить по межблоковым энергетическим каналам (типа Плато-Гиббса) внутреннюю энергию.

4. Конвертируемый энергопоток идет на рекомбинацию вещественного состава и преобразование внутреннего энергетического состояния геосферы, создает фрактальное элементно-минеральное разнообразие на микроуровне. Транзитный моно-, а часто полигармонический поток совершенствует каналы проводимости, создает во внешних и максимально в каменной сferах фрактального фракционирования тектоническое (структурно-вещественное) разнообразие на макроуровне (см. рисунок).

5. Взаимодействие геосфер обуздонаправленное. Спектр распределенный по длинам волн энергии излучения и реологические неоднородности материальной среды порождают неравенство ответных реакций, (принцип диссимметрии Ле-Шателье–Брауна применительно к геологии),

¹ Эмерджентность – качества, свойства системы, порождаемые наличием определенных связей между элементами системы, которые не присущи ее элементам в отдельности, а возникают благодаря объединению этих элементов в целостную систему.

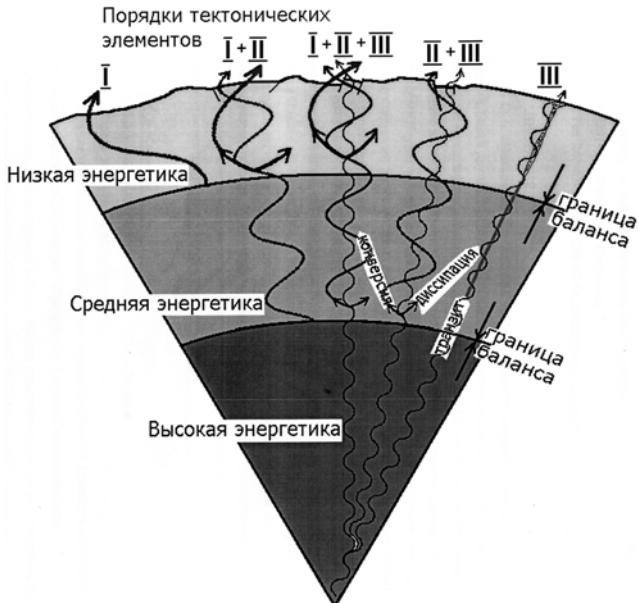


Рисунок. Волновая модель внутренней энергетики планеты

отвечающих за классовое многообразие природных объектов и процессов. Энергия направляется в сторону меньшего потенциала, во внешнюю геосферу. Поток относительно высокой энергии диссирируется и конвертируется путем изменения частоты во внешней низкопотенциальной равновесной геосфере, создавая уже здесь избыточный потенциал, либо, при наличии волнового канала-резонатора, проходит транзитом, сохраняя частоту «материнской» геосфера. Образовавшийся в месте переходного процесса энергетический «вакуум» вызывает изменение условия баланса и активизацию в соответствующей области более глубокой геосфера. Это приводит к внутренним вещественно-энергетическим трансформациям, открытию транзитных каналов, создает комбинированный полигармонический энергопоток. В результате релаксации потока по принципу суперпозиции полей развивается тектоническая область.

Литература

1. Дубровский В.А, Сергеев В.Н. Природа тектонических волн // Вопросы нелинейной геологии и геодинамики: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1998. С. 58–64.
2. Федор Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 260 с.
3. Ньюэлл А. Солитоны в математике и физике. М.: Мир, 1989. 276 с.
4. Филиппов А.Т. Многоликий солитон. Л.: Наука, 1990. 218 с.
5. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
6. Шемякин Е.И. О свободном разрушении твердых тел // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, № 6. С. 1090–1094.

Карелий в сравнении с рифеем и фанерозоем: геотектонические и хронологические аспекты

Введенное П. Эскола в 20-е годы прошлого столетия понятие «карелий» применительно к метаморфическим нижнепротерозойским образованиям Балтийского щита вот уже более полувека общепринято для обозначения тектонотипа третьего (снизу) структурно-вещественного подразделения сводного разреза нижнего докембрия Восточно-Европейской платформы, а отчасти и Северной Евразии в целом.

Всероссийским совещанием «Общие вопросы расчленения докембра» (Апатиты, 2000 г.) термин «карелий» рекомендован для наименования нижнепротерозойской эонотемы Общей стратиграфической шкалы России. Тем самым, во-первых, впервые установлен стратотип хроностратиграфического подразделения ранга эонотемы и достаточно ярко высвечена роль геотектоники, а также факторов времени в периодизации истории Земли. Во-вторых, подчеркнута сопоставимость нижнего протерозоя (карельской эонотемы) с нижнеархейской (саамской) и верхнеархейской (лопийской), верхнепротерозойской (рифейской) и фанерозойской (палеозой-мезозойской) эонотемами. В-третьих, подчеркнута предопределенность тектонических и стратиграфических начал геохронологии криптозоя в сравнении с фанерозоем. В таком понимании общая структура земной коры представляет последовательность из пяти неповторимых осадочно-магматогенных оболочек тектоносферы, третья (снизу), осевое, положение среди которых принадлежит карельскому структурно-вещественному этажу, который по совокупности генетических признаков принят мерой периодичности взаимосвязанного развития эндогенных и экзогенных процессов геогенеза на всем протяжении тектонической истории Земли [1].

В сравнительном плане особенно наиболее очевидна геособытийная и хронометрическая аналогия карельского и рифейского эонов протерозойского акрона. Оба они оцениваются продолжительностью образования и преобразования слагающих их осадочно-магматогенных пород, близкой 1000 млн лет и подразделяются на равнозначные тектоностратиграфические единицы двух-трех и более соподчиненных рангов. Сходное тектонохронометрическое измерение намечается для верхнеархейского зона, а теоретически и для нижнеархейского зона. Все они отделены друг от друга кардинальными структурно-метаморфическими и фациально-палеогеографическими перестройками, соответствующими диастрофическим циклам, и сопряженными с ними эпохам пленеллизаций.

Карельский генотип нижнепротерозойского структурного этажа, как признанный стратотип нижнего протерозоя Северной Евразии, делится на шесть региональных подразделений ранга надгоризонтов, представ-

¹ Геологический институт Кольского научного центра (КНИЦ) РАН, Апатиты, Россия

ляющих латеральные ряды одновозрастных серий, обособляемых как трансгрессивно-ретрессивные последовательности осадочных и вулканогенных пород. Каждый надгоризонт соответствует полному циклу осадконакопления и магматизма, событийно и хронометрически сравнимому с циклами тектогенеза фанерозоя. В региональной стратиграфической шкале они объединяются попарно в три субэона: нижний (сумий–сариолий), средний (ятулий–людиковий) и верхний (калевий–вепсий) карелий, на том основании, что они отделены друг от друга структурно-тектоническими несогласиями и знаменуют различные геодинамические режимы и климатические условия литогенеза.

Нижний карелий, устанавливаемый в объеме сумийского и сариолийского надгоризонтов, характеризуется условиями рифтогенной деструкции эпиархейского кратона, полной химической дезинтеграцией осадочного вещества в начале циклов и криогенным седиментогенезом на их завершающих этапах, закисным геохимическим режимом гипергенеза и высокоактивным мантийно–коровыми магматическим воздействием на все внешние геосфера. В зависимости от принятых, объективно многообразных, критериев нижней границы сумийского надгоризонта, основанием которого определяется граница между археем и протерозоем, а также от фиксации границ и объема сариолийского надгоризонта, завершающего нижний карелий, продолжительность карелия оценивается в интервале от 2700–2500 млн. лет назад до 2350–2300 млн лет назад, то есть 350–200 млн лет.

Средний карелий, выделяемый в объеме ятулия и людиковия, характеризует эпирифтогенный плитный кратогенно-талассогенный геодинамический режим развития Балтийской денудационно-седиментационной системы раннего протерозоя, окислительные условия гипергенеза и переменный гумидно-аридный климат при интенсивном химическом выветривании в областях денудации и на путях транспортировки осадочного материала, а также повышенную роль биогенного (фитолитового) седиментогенеза. С рубежом между ятулием и людиковием связана смена 2150–2000 млн лет назад процессов спрединга процессами коллизии и орогенного вздымания Беломорской области архей-протерозойского осадконакопления. Одновременно с этим на юге Балтийской денудационно-седиментационной системы, на месте служившей до этого питающей провинцией Беломорского бассейна, начинается заложение нового Свекофенского осадочного бассейна.

Верхний карелий, определяемый в объеме калевия (ладожского надгоризонта) и вепсия, охватывает события, происходившие между раскрытием 2000–1950 млн лет назад и закрытием 1900–1850 млн лет назад Свекофенского океана. Денудационно-седиментационная система этого времени отличалась высокой дифференциацией условий гипергигиена (как по латерали, так и по вертикали), предопределенной тектонической активностью различных сегментов сочленения континентальной и океанической коры. Процессы преобладающего погружения и наращивания

экзогенной оболочки земной коры сменились процессами её эндогенно-го тектонометаморфического и магматического преобразования, завершившихся 1800–1650 млн лет назад всеобщей кратонизацией и направленной пенепленизацией территории Балтийского щита, продолжавшихся в рифее и фанерозое.

Сочетание структурно-тектонических и климатических критериев, использованных при обособлении подразделений карельского зона, определило относительно высокую достоверность их выделения, а также установления их суперпозиции и их прослеживания, независимо от концептуальных предпосылок и методики геологического поиска, используемых разными исследователями. В то же время отсутствие общепринятых точек границ стратотипов, разные подходы к выбору границ подразделений и обусловленная этим многовариантность определения их объема проявляют существенные проблемы фактора времени в тектонике криптозоя и фанерозоя, а соответственно и познавательного потенциала физико-химических и биотических критериев процессов взаимосвязанного темпорального развития внутренних и внешних геосфер.

Ключевыми являются вопросы сходства и различия тектонических процессов и определяемые ими геодинамические события криптозоя и фанерозоя, что сводится к проблеме единства или различия методик познания докембрия и фанерозоя. Так как только одинаковые методы изучения различных явлений одинаково полно вскрывают и сходство, и различие сравниваемых сущностей, то очевидна необходимость сопоставимости знаний пространственно-временной структуры сравниваемых объектов по детальности и методике наблюдений.

Детальность тектонического расчленения нижнего протерозоя с точки зрения временной продолжительности процессов образования и преобразования типовых региональных подразделений ранга надгоризонта – элементарной тектоностратиграфической единицы хроностратиграфической шкалы карельского зона – определяется в 150–200 (175 ± 25) млн лет, что сравнимо с продолжительностью циклов тектогенеза фанерозоя (65–190 млн лет), каждый из которых охарактеризован с детальностью глобальных подразделений до четырех соподчиненных рангов: эра (65–190 млн лет), период (1,6–79 млн лет), эпоха (0,01–46 млн лет), век (0,01–17 млн лет).

Правомерно, следовательно, признать, что уровень знаний тектоностратиграфической структуры карельской тектоносферы, с хроностратиграфическими позициями, в четыре раза ниже уровня таковых знаний фанерозоя, хотя и обеспечивает вполне определенное понимание взаиморасположения на палеогеодинамическом профиле сегментов материковых плит и их окраин, бассейнов на сиалической и/или мафитовой коре, обстановок разных геодинамических режимов седиментогенеза. Препятствием должной согласованности моделирования, основанного на эндогенных критериях и исходящего из фациально-палеогеографических и палеовулканических реконструкций, является неразработанность необходимой для этого методологии, что усугубляется естественным умень-

шением достоверности и детальности знаний тектоносферы с увеличением возраста слагающих её объектов.

Признание взаимозаменяемости и двуединства зандогенных и экзогенных признаков тектонической периодизации карельской осадочной оболочки Балтийского щита с учетом знаний тектонической структуры стратисферы Земли в ее полнообъемной латерально-временной непрерывности и эволюционной завершенности позволяет предложить теоретическую метрику периодичности пространственно-временной структуры стратисферы. Эталоном служит тектоническая структура карельской осадочно-вулканогенной оболочки стратисферы, представляющая собой вертикальные и соответствующие им латеральные ряды шести трансгрессивно-регрессивных волн осадконакопления и магматизма, обособляемые по три в две мегаволны, – поступательной, дивергентной (раннедивергентной, среднедивергентной, позднедивергентной) и возвратной, конвергентной (раннеконвергентной, среднеконвергентной, поднеконвергентной) или по два в три мегаволны геогенеза: 1) начальный, континентальный (кратогенный, трансгрессивный); 2) средний (стационарный – максимальное затопления суши) и 3) завершающий (регрессивный – осушение суши). Однотипные фации проявляются в разных геодинамических условиях в разное время согласно закону пространственно-временной смены обстановок седimentогенеза на идеальном геодинамическом профиле континент – континентальная окраина – материк. Предлагаемая модель обеспечивает геодинамические и геохронологические построения дедуктивной мерой историко-геологических реконструкций.

Проект РФФИ № 05-05-64489.

Литература

1. Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Обстановки седimentогенеза и стратотипы дорифея. СПб: НИИЗК СПбГУ, 2006.96 с.

В.З. Негруца¹

Общий тренд эволюции Земли – пять мегациклов нарастающей кратонизации тектоносферы

Ключевой общей системой критериев эволюции Земли является тектоностратиграфическая структура осадочно-вулканогенной оболочки земной коры в ее пространственно-временной непрерывности и литогенетической завершенности. Установлено пять принципиально отличных друг от друга глобальных структурно-вещественных (хроностратиграфических) подразделений земной коры, знаменующих четыре криптозийских (два архейских и два протерозойских) и один фанерозойский

¹ Геологический институт Кольского научного центра (КНИЦ) РАН, Апатиты, Россия

мегацикла тектогенеза, разделенных планетарными перестройками денудационно-седиментационных систем, предопределивших единый тренд пульсационно нарастающей кратонизации обстановок литогенеза.

Обстановки литогенеза (образования и преобразования осадочно-вулканогенных отложений) и фиксируемые ими геодинамические режимы являются функцией трех принципиально отличных друг от друга типов воздействия мантии на экзосферы Земли: континентального или кратогенного, переходного – окраинно-континентального и талассогенного.

Первый, континентальный, тип литогенеза знаменует материальный режим развития сегментов литосферы. Ему свойственны недислоцированные и неметаморфизованные осадочные отложения, лишенные признаков воздействия магматогенных расплавов и связанных с ними эндогенных флюидов на процессы осадконакопления. Литогенетические свойства таких отложений предопределяются палеоклиматом, динамикой и геохимическим режимом палеогидросферы, особенностями взаимодействия гидросферы и атмосферы, составом и рельефом областей денудации и дна бассейнов осадконакопления.

Второй, окраинно-континентальный, тип литогенеза отражает преоб разующее действие мантии на земную кору, следствием чего является образование и воздействие на денудационно-седиментогенные системы магматических расплавов и флюидов смешанного мантийно-корового состава. Такой геодинамический режим характеризует условия смены кратогенных обстановок талассогенными обстановками, и наоборот, что реализуется в зонах обдукционно-субдукционного взаимодействия плит континентальной (сиалитовой) и океанической (мафитовой) коры.

Третий, талассогенный, тип литогенеза реализуется в условиях осадконакопления и литогенеза, полностью контролируемых динамикой и составом мантийного вещества, поступающего в сферу гипергенеза.

Каждый из названных трех разновидностей обстановок литогенеза и свойственных им геодинамических режимов достаточно определенно диагностируется по совокупности структурно-вещественных признаков пород и слагаемых ими геологических тел прямыми наблюдениями уже на стадии геологического картирования и поисковых тематических исследований. Этим обеспечивается независимость, взаимоконтроль, а, следовательно, обоснованность и воспроизводимость поисковых историко-генетических реконструкций и модельных построений, основанных на сравнительном анализе результатов полевых и лабораторных обобщений.

Общая история развития осадочно-вулканогенной оболочки земной коры отражает существование, закономерное периодическое чередование в пространстве и во времени и последовательную смену денудационно-седиментационных систем и типов литогенеза от раннего архея к антропогену по симметричной схеме: кратогенный – переходный – талассогенный – переходный – кратогенный. Тип литогенеза определяет особенность эпох образования и преобразования геосфер. Начальные и завершающие эпохи кратогенных и переходных геодинамических ре-

жимов отличаются друг от друга тем, что в первом случае последовательно увеличиваются деструкция и воздействие на внешние сферы Земли мантийного вещества, во втором – также последовательно происходит наращивание мощности и интенсивности направленной сиализации земной коры, при одновременном спаде экзогенной роли следствий мантийно-коровых взаимосвязей. В талассогенные эпохи физико-химические особенности литогенеза предопределяются конседиментационным мантийным магматизмом и сопровождающими их флюидами. Одновременно во все геодинамические эпохи, на протяжении всей реконструируемой истории Земли, разные сегменты литосфера различались литогенетическими признаками их относительного положения на геодинамическом профиле континент – океан.

Литогенез раннеархейского (*эокриптозойского, саамского*) мегацикла образования и преобразования земной коры реконструируется как отражение гипергенных условий непосредственного всеобщего взаимодействия всех внутренних и внешних гидросфер, экзогенной дифференциации и гидрогенно-магматогенной садки вещества, поставляемого мантийными флюидами. Образованная таким образом ультраметаморфомагматогенная первичная примитивная мафит-сиалитовая (тоналит-трондьемит-гранодиоритовая) кора консолидировалась в виде систем изолированных сегментов, которые благодаря непосредственному воздействию на них мантийных расплавов, представляли собой динамически активные микроконтинентальные плиты. Последние подвергались активной деструкции и денудации и положили начало терригенному осадконакоплению и рифтогенезу, предопределившему становление гранит-зеленокаменных областей архея.

Начало этих процессов знаменует переход от первого раннеархейского мегацикла литогенеза ко второму, позднеархейскому (*палеокриптозойскому, лотийскому*), мегациклу литогенеза. Оно фиксируется первым появлением достоверно терригенных водных отложений (гнейсо-конгломератовая ассоциация Иса и их литогенетические аналоги) и/или коматиит-базальтовых (Свазиленд и их структурно-вещественные подобия в других регионах). Валунно-галечный материал таких конгломератов свидетельствует о амфиболит-гнейсо-гранитном составе области денудации и, существовании сегментов континентальных литосферных плит соответственно. Из этого следует, что внешняя, слоистая оболочка Земли прошла к этому времени первый экзогенно-эндогенно-экзогенный круговорот, т.е. полный цикл образования, метаморфомагматогенно-метасоматического преобразования в условиях высоких температур и давлений, размытия и начало накопления второй, внешней, осадочно-вулканогенной оболочки литосферы. Определяющей особенностью раннеархейского литогенеза является его мантийно-гидросферное двуединство.

Литогенетические аспекты последующей эволюции земной коры проявляют три полных криптозойских (палеокриптозский, раннепротерозойский, позднепротерозойский) мегацикла продолжительностью

около 1000 млн лет каждый и один фанерозойский, незавершенный (586 ± 44 млн лет) взаимосвязанного развития всех внешних и внутренних сфер Земли. В каждом из них устанавливаются по две, событийно и хронометрически, предположительно соразмерных мегаволны поступательной кратонизации литосфера: ранней трансгрессивной и поздней регрессивной. Трансгрессивные мегаволны знаменуют пульсационно нарастающую деструкцию сиалической коры, возрастание общего воздействия мантии на экзосферу Земли, возможно, рост срединно-океанических хребтов и обусловленный этим относительно высокий уровень Мирового океана и соответственно низкое гипсометрическое положение поверхности континентов и их широкое затопление. Кратогенные обстановки седimentогенеза сменялись окраинно-континентальными, а последние – океаническими обстановками. Соответственно сокращались размеры областей денудации, углублялся уровень пeneппеллизации, увеличивалась расчлененность рельефа дна бассейнов осадконакопления, изменялись геохимические и предположительно термические параметры гидросферы, возможно, повышалось содержание углекислых и других агрессивных газов в атмосфере. Все это обуславливало общую гумидизацию и потепление климата. Коллизионные процессы приводили к глубинному термобарическому перерождению внешней оболочки земной коры.

Литогенез регрессивных мегаволн мегациклов обнаруживает противоположную направленность общего тренда эволюции геосфер. Таласогенный геодинамический режим средины мегациклов сменялся переходным, окраинно-континентальным и затем кратогенным режимом седimentогенеза. Осадочно-вулканогенная оболочка литосферы на регрессивных стадиях мегациклов подвергалась метаморфизму, гранитизации и тектоническим деформациям с расширением и образованием новых коллизионных поясов, развитие которых приводило к выводу в зону гипергенеза и денудации глубинно-коровых образований, их выветриванию и вовлечению в новый цикл эволюционного структурирования земной коры. Очевидны связанные со всем этим термические и геохимические изменения во внешних геосферах, которые приводили к аридизации и частично зональному похолоданию климата.

Противоположность общих тенденций трансгрессивной и регрессивной мегаволн мегациклов достаточно ясно просматривается только в свете широких хроностратиграфических интерпретаций и объективно многовариантных историко-генетических экстраполяций. Причина неопределенностей таких интерпретаций кроется в несовершенстве критерии корреляции разнофациальных, различно метаморфизованных и по-разному дислоцированных структурно-вещественных ассоциаций, в недостаточной ясности их иерархической соподчиненности. Несогласия, как наиболее весомые в этом плане историко-геологические реперы смещаются во времени в соответствии с местоположением в фациально-палеогеографической структуре денудационно-седimentационной системе.

мы и на палеогеодинамическом профиле материк – подножие континентального склона – океан. Опираясь на тектоностратиграфические эталоны подразделений Общей стратиграфической (геохронологической) шкалы правомерно признать определяющими хронометрическими рубежами мегацикличности тектоностратиграфической структуры земной коры: 1) по-дошву первой достоверно вводно-осадочной оболочки литосферы, датируемой возрастом 3700 (± 150) млн лет; 2) лимитотип смены регressiveвой мегаволны позднеархейского мегацикла тектогенеза прогressiveвой мегаволной раннепротерозойского мегацикла 2700 (± 100) млн лет назад; 3) процессы и события завершающие образование кристаллического фундамента древних платформ 1650 (± 50); 4) основание плитного осадочного чехла древних платформ и начало фанерозоя 586 (± 44) млн лет.

Проект РФФИ № 05-05-64489.

А.А. Никонов¹

Сейсмогенные деформации в рыхлых отложениях – опыт классификации

Развитие неинструментальной сейсмологии и бурный прогресс палеосейсмогеологических исследований в последние десятилетия не сопровождаются адекватным развитием методической и понятийной базы, в том числе классификацией создаваемых при землетрясениях структурных форм в рыхлом покрове. Назрела необходимость в систематизации огромного, получаемого в последние годы материала и включении его в общий контекст тектонических и сейсмологических представлений. В развитие предыдущих попыток [1–4] автор пытается разработать классификацию структурных форм и их парагенезов, возникающих и сохраняющихся в рыхлых отложениях при землетрясениях умеренной и большой силы, т.е структур сейсмогенных.

В основу настоящей разработки положены: 1) многочисленные описания явлений при землетрясениях разной интенсивности, в разных странах мира, в разных физико-географических условиях, в разное время года; 2) многолетние собственные работы в областях сильных землетрясений, как прошлых столетий, так и непосредственно по следам только что произошедших; 3) знакомство и критический анализ с обширной к настоящему времени мировой литературой по нарушениям, фиксируемым в геологических разрезах и распознаваемым как сейсмо-деформации; 4) тщательное изучение в поле и альтернативное рассмотрение разного рода нарушений в нормальном залегании рыхлых отложений, претендующих быть интерпретированными в качестве результата сейсмических воздействий.

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

Для идентификации порожденных землетрясениями нарушений в геологических телах необходимо использование метода актуализма, и не только наблюдение над поведением элементов природной среды, в том числе в подводных условиях, но также и искусственных сооружений на и у земной поверхности. Среди возникающих в рукотворной среде при землетрясениях явлений для поставленной цели наиболее важны следующие: отчетливые латеральные и/или вертикальные удары; раскачивание строений/сооружений в противоположные или в разные стороны; наклон, в том числе остаточный, вплоть до обваливания вертикальных элементов конструкций в определенную сторону; возникновение, попеременное раскрытие и закрытие или сохранение и после землетрясения (суб)вертикальных трещин и расщелей; распространение по искусственным горизонтальным поверхностям (асфальту, плитчатым выкладкам, платформам, насыпям, полам) вертикальных волн, изредка сохраняющихся и в самих конструкциях. При очень сильных землетрясениях (≥ 8 –9 баллов) предметы и элементы конструкций могут быть выбиты вбок ступенчато или целиком с отбрасыванием от основной конструкции, подбрасываться в воздух, иногда даже с переворотом и полным обращением, разворачиваться вокруг вертикальной оси.

Подобные, с модификациями, процессы и явления многократно фиксировались при землетрясениях и в натуральной среде, в том числе и на горизонтальных и субгоризонтальных поверхностях, сложенных рыхлыми отложениями, среди них такие как вспучивания и просадки грунтов, в том числе линейно организованные; возникновение валов и гряд, в том числе асимметричных с выдавливанием, выбрасыванием, выдвижением в одну сторону (взбросы, надвиги); трещинообразование и расщепление грунта на разную глубину (иногда до первых десятков метров); возникновение разрывов со смещением бортов по вертикали и горизонтали; перекос блоков разной величины, изредка, при особо сильных воздействиях, их опрокидывание или даже полный переворот; прохождение видимых волн по земной поверхности или ее волнообразные движения по вертикали и по горизонтали в точке наблюдения. Особо отметим явления в водонасыщенных грунтах в виде выбрасывания, точечного или линейного, воды с песком, возникновения песчаных конусов («вулканчиков») на поверхности (и под ней), разжижения грунта и погружения в него при вибрации тяжелых более плотных горных пород и предметов; все это принадлежит к широко, как выясняется, распространенным явлениям ликвификации.

Гораздо меньше известно о поведении при землетрясениях поверхности и грунта в подводных условиях. Имеются сведения (по фактам, но не по динамике и финальной структуре) явления подводного оползания, возникновения турбидитовых потоков, сотрясения дна (моретрясения), возникновение на дне (в основном на мелководье) складок, разрывов, структур смятия и прорыва снизу.

Естественно, что виды и специфика сейсмических воздействий и их следствий не одинаковы (хотя могут быть и однотипны) в горных услови-

ях и на равнинных пространствах, в сухой и водонасыщенной среде, на суше и в подводных условиях, в условиях промерзшего и талого грунта, не говоря уже о специфике самой самих землетрясений (интенсивность, характер волнового поля, механизм очага и др.). Мы здесь сосредоточимся на деформациях в основном в равнинных условиях, точнее в условиях горизонтальных и субгоризонтальных поверхностей, оставляя пока в стороне группу сейсмогравитационных, склоновых нарушений.

Поскольку мы имеем дело с последствиями динамических, импульсных процессов, входящих в класс тектонических, целесообразным представляется и классификацию сейсмодеформаций в рыхлых отложениях строить в рамках имеющихся подразделений тектонических структур. Соответственно, выделяем, прежде всего, две основные группы – структуры дизьюнктивные и пликативные.

К дизьюнктивным относятся такие виды нарушений, как трещины (диаклазы), расщеления, клиновидные структуры (обычно, с заполнением), разрывы со смещениями бортов, блоковые и микроблоковые смещения и перекосы отложений в виде горстов, грабенов, в том числе моноклинальное залегание на отдельных участках. Разрывы встречаются, как правило, группами или роями, нередко с единой ориентацией, структурно оправданной.

В группу пликативных попадают флексуры (с вертикальным и горизонтальным простирианием); разного вида складки, от мелкой, едва видной гофрировки (но не волнистой слоистости!) до гребневидных стоячих или плоских лежачих; разного рода турбации и конволюции, вплоть до очень запутанных, с образованием нодулей (ядер выжимания); протыкания одних слоев другими (чаще направленного вверх), пальцеобразного, флагообразного, грибообразного (в единичных сечениях) или штокового; горизонтального пальцеобразного или таранного проникновения одних горизонтов (пачек) в другие с сопровождающими подчиненными смятиями или без таковых.

Имеется и группа переходных форм (ансамблей) нарушений – разрывы с переходом во флексуры; сочетание взбросов и особенно надвигов со складками волочения, фронтальным складчатым торошением, трещинами растяжений в тылу; клиновидные структуры с подчиненным складчатым деформированием отложений внутри или равнозначным по масштабу пликативным деформированием на бортах и рядом с ними; сильно сжатые крупные складки с подчиненными по масштабу внутренними разрывами ограниченного распространения и др. Такие комплексы могут отражать чередование сжатий и растяжений или хрупкопластические деформации.

Опыт детального изучения указанных сейсмодеформаций показывает, что классификация их нужна и возможна не столько феноменологическая, сколько генетическая – по ведущим силам и процессам. В качестве первого приближения предлагается следующее подразделение сейсмодеформаций в рыхлых отложениях.

Деформации растяжения – разрывные с раскрытием. Сюда относятся большинство вертикальных и субвертикальных разрывов, но они подразделяются на сейсмотектонические, первично связанные с разрывами в подстилающих коренных породах (вплоть до фундамента), и приповерхностные, вторичные, в том числе трещины, клиновидные структуры.

Деформации сжатия, как горизонтального, так и вертикального, более распространены. Среди них выделяем структуры взбрасывания и надвигания; структуры выдавливания, выжимания и внедрения, обычно вверх, к свободной поверхности соответствующего времени; структуры столкновения и выпячивания (бокового); волновые структуры за счет или слабого бокового сжатия, или остаточных волнообразных колебаний.

Деформации выброса – структурные формы и тела, образующиеся в результате отрыва, выбрасывания и набрасывания, в том числе с опрокидыванием и/или переворотом.

Приведенное подразделение не предполагает полной разделенности (в пространстве и времени) основных групп и составляющих их типов, ибо нередко они соседствуют (даже в одной расчистке и обнажении), составляя парагенез и демонстрируя быстрое чередование (волн) сжатия и расширения в рамках одного сейсмического события. Чаще, однако, один из процессов в одном и том же горизонте явно преобладает.

Практическое осуществление классификации рассматриваемых нарушений наталкивается подчас на ряд трудностей, которые здесь можно только наметить в общем виде. Во-первых, необходимо определить, относится ли рассматриваемая форма (парагенезис форм) именно к сейсмогенным, или могла возникнуть в результате иных процессов – ледниково-динамических (гляциодислокации), криогенных (морозное расщеливание и псевдоморфозы по ледяным жилам), склоновых (солифлюкция, наземное или подводное оползание), разного рода экзогенных (усыхание, антропогенные воздействия) и др. Во-вторых, почти в каждом случае приходится решать, порождена ли данная деформация медленными смещениями или моментальным импульсом. В-третьих, были ли нарушения (их ансамбли) результатом одного события или ряда тектонических и каков их конкретный возраст.

Литература

1. Никонов А.А. Терминология и классификация сейсмогенных нарушений рельефа // Геоморфология. 1995. № 1. С. 4–10.
2. Nikonorov A.A. The stratigraphic method in the study of large past earthquakes // Quaternary International. V. 25: Seismotectonics and paleoseismicity. 1995. P. 47–55.
3. Никонов А.А. Роль тектоники в четвертичной геологии // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 116–123.
4. Никонов А.А., Белоусов Т.П., Денисова Е.А., Зыков Д.С., Сергеев А.П. Деформационные структуры в позднеледниковых отложениях на Карельском перешейке: морфология, кинематика, генезис // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. С. 83–86. (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 2).

Новый подход к определению главных хронологических рубежей неотектонической активизации Центрально-Азиатского горного пояса

Сегодня не вызывает сомнений, что область динамического воздействия Индо-Евразийской коллизии распространяется на огромные территории [2, 5] и не ограничивается Гималаями и Тибетом, а простирается вплоть до Салаирского кряжа и Кузнецкого Алатау – на севере и Байкальского региона – на востоке [1, 12]. Наряду с собственно геологическими и морфотектоническими подходами, методы абсолютной геохронологии являются ключевыми при выделении этапов тектонической активизации и оценке их длительности [11]. До сих пор в пределах Центральной Азии эти реконструкции удавалось осуществлять только на тех территориях, где орогенез сопровождается базитовым вулканализмом. Однако этот процесс далеко не всегда сопутствует новейшим орогенным движениям.

Имеющиеся на сегодня возможности для определения времени начала новейших орогенических движений ограничены. Традиционно эти реконструкции выполняют, используя стратиграфический метод (или метод коррелятных отложений), когда возраст активизации определяется появлением в бассейнах обрамления грубообломочного материала. Быстро развивающиеся методы дегритовой термохронологии позволяют определить нижний предел возраста осадконакопления и исследовать эксгумационную эволюцию пород питающих провинций [9, 11]. Однако результаты термохронологических реконструкций, основанных на методах решения обратных задач далеко не всегда однозначны [10]. При реконструкции новейшей истории осадочных бассейнов чрезвычайно важно найти возможности использования методов абсолютной геохронологии.

Авторы предлагают использовать для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования принципиально новый тип пород – высокопреобразованные (плавленые) пирогенные породы, возникшие под действием тепла пожаров каустобиолитов. Эти комплексы широко распространены на стыке мобильных зон новейших орогенов и стабильных блоков равнин обрамления, содержат повторяющийся набор пород и поэтому могут обеспечить равномерно распространенную в пространстве информацию о хронологии геологических событий. По сути, пирогенные породы являются достаточно распространенными аналогами редких в природе спуррит-мервинитовых метаморфических пород [3]. Сверхвысокие температуры угольных пожаров (достигающие 1250–1400° С) и минимальное общее давление (не превосходящее 10 бар) являются теми главными факторами, которые обеспечивают полное плавление карбонатно-пелитового протолита либо выплавление кварц-полевошпатовых эвтектик даже из «сухих» метапелитовых пород. При резком падении температуры, что обычно для подземных пожаров, происхо-

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

дит закалка расплавов с образованием стекол. Поэтому основные методические приемы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, разработанные для кайнотипных базальтоидов, применимы и к плавленых пирогенным породам.

Новейший орогенез в значительной степени определяет лицо геологических событий кайнозойского времени. Граница мезозоя и кайнозоя представляет собой важнейший рубеж в истории Земли, когда были заложены основные параметры функционирования современной планетарной системы. С него берет начало ряд ускоряющихся во времени геологических процессов: существенное сокращение площади океанов, формирование новейших орогенов; последовательное нарастание тектонической и вулканической активности; похолодание и аридизация климата и резкое падение продуктивности экосистем. Таким образом, к поздненеогеновому—четвертичному времени существовавшие ранее оптимальные условия для развития и последующего захоронения в восстановительной среде мелководных бассейнов гигантских масс органогенного вещества, сменились периодом прекращения осадконакопления, вовлечения осадков в поднятие и частичным разрушением залежей каустобиолитов (в том числе, в ходе их спонтанного возгорания).

В течение десятков миллионов лет изоляцию каустобиолитов от кислородсодержащей атмосферы и их сохранность обеспечивало устойчивое прогибание дна бассейнов и формирование мощных перекрывающих толщ. Анализ распространения пирогенных комплексов по миру показал, что только с плиоценом отложения, содержащие прослои твердых каустобиолитов, вследствие неотектонической активизации оказались выведенными в зону аэрации [4, 13]. Это спровоцировало их окисление и возгорание. Верхний кайнозой в нефтегазовых бассейнах также ознаменовался широкомасштабным возникновением зон аномально высоких пластовых давлений, действие которых на осадочный разрез сопровождается аналогичными эффектами [6–8]. На протяжении всего неоген-четвертичного времени пожары углей, битуминозного вещества и газов активно преобразуют поверхность в районах развития этих полезных ископаемых по всему земному шару, создавая неповторимые ландшафты провинций горелых пород.

В качестве объектов, генетически связанных с ранними этапами новейшего орогенеза, предлагается использовать пирометаморфические комплексы (или комплексы горелых пород), приуроченные к переходным зонам между орогенными областями и блоками обрамления, а именно: к периферии равнин Джунгарской, Зайсанской и Кузнецкой впадин, а также аналогичные образования в пределах межгорных впадин Чуйско-Курайской системы (Горный Алтай). Высокотемпературные плавленые породы (паралавы и клинкеры), возникшие под действием тепла крупномасштабных пожаров каустобиолитов (угля, битумоидов, газов), неизбежно возникают на стыке осадочных разрезов предгорных и межгорных впадин и растущих орогенов, фиксируя начальный этап интенсивной фазы воздымания. Эти породы обладают химическим и фазовым составом,

позволяющим успешно выполнять их $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование. Специфика поведения органического вещества углей в зоне аэрации такова, что крупные пожары способны возникнуть только как немедленный отклик на процессы воздымания угленосных моласс предгорных впадин [4, 13]. Это делает плавленые пирогенные породы уникальным индикатором, фиксирующим момент активизации орогенных движений.

Авторы предприняли попытку создать универсальный алгоритм, обеспечивающий корректную интерпретацию результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пирометаморфических пород. Впервые он был опробован на породах пирометаморфического комплекса присалаирской зоны Кузбасса. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование паралав и клинкеров древних пожаров выполнено методом ступенчатого прогрева с привлечением минералогических критериев идентификации источников аргона (по изотопам, образовавшимся в процессе облучения быстрыми нейтронами Ca, Cl и K), а также внутренних (методы возрастного плато и изохронной регрессии) и внешних критериев («критерии пары», геологический и стратиграфический контроль) достоверности изотопного возраста. Получены две группы датировок пирогенных событий, отвечающие интервалам 1,2–2,2 млн лет и 36–450 тыс. лет.

Развитие нового методологического подхода – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пирогенных пород – и детальное обследование пирометаморфических комплексов Горного Алтая, Джунгарии, Бурятии явится базой для создания хронологически обоснованной модели геологической истории новейшего орогенеза Центральной Азии. Предлагаемый подход к выбору объектов исследования, типизации пород и интерпретации данных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования универсален и в дальнейшем может быть использован в любом регионе, где развиты аналогичные геологические комплексы.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации для поддержки ведущих научных школ – «Сибирская метаморфическая школа» (НШ-4922.2006.5), РФФИ (№ 05-05-65036) и Интеграционного проекта СО РАН (№ 105).

Литература

1. Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 5–19.
2. Комп М.Л. Структура латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
3. Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 271 с.
4. Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматуллина Е.Н., Шарыгин В.В., Калугин В.М. Пирогенный метаморфизм / Ред. Г.Г. Лепезин. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 284 с.
5. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
6. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 3. С. 227–241.
7. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: ГлавМедиа, 2006. 176 с.
8. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев А.А. и др. Грязевой вулканализм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Элм, 1980. 164 с.

9. Dating in exposed and surface contexts / C. Beck (Ed.). Albuquerque: Univ. New Mexico press, 1994. 240 p.
10. Gur D., Steinitz G., Kolodny Y., Starinsky A., McWilliams M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of combustion metamorphism («Mottled Zone», Israel) // Chemical Geology. 1995. V. 122. P. 171–184.
11. Hodges K.V. Treatise on Geochemistry. Oxford, UK: Elsevier, 2004. P. 263–292.
12. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.
13. Sokol E.V., Volkova N.I. Combustion metamorphic events resulting from natural coal fires: A review // Wild Coal Fires Burning Around the World, GSA «Engineering Geology» book. G.B. Stracher (Ed.). Boulder, Colorado: Publisher – Geological Society of America, 2006.

С.Ю. Орлов¹

Происхождение мел-мергельных образований Восточно-Европейской платформы в контексте внутриплитной тектоники

Модели внутриплитной тектоники древних платформ во многом базируются на интерпретации данных по кинематике мезоструктурных форм, развитых в осадочном чехле. Для построения региональных структурных моделей неотектонического этапа развития в качестве объекта интерпретации привлекаются структурные образы рисунка эрозионной сети. Отсюда большую важность приобретает правильное понимание природы и соотношений разноранговых дизъюнктивов и линеаментов.

В южной части Восточно-Европейской платформы наиболее распространеными образованиями, содержащими представительные трещинные мезоструктуры, являются мел-мергельные (далее – мел) породы (стратиграфически относящиеся к верхнему мелу). Дизъюнктивная делимость мела представлена зеркалами скольжения с приуроченной к ним минерализацией и морфологически напоминает делимость, характерную для интрузивных и метаморфических комплексов. Дизъюнктивы не продолжаются в подстилающие и перекрывающие мел объемы осадочного чехла и не обнаруживают вторичных смещений. Преобладающий рисунок мезоструктурной трещиноватости мела – системы линзовидных объемов, диагональных трещин, ступенчатых трещин отрыва. Дизъюнктивы, для которых возможно однозначно определить кинематический тип, являются сбросами. Другой «тип» трещиноватости обусловливает высокую степень раздробленности и брекчииевидности, при этом породы целостны именно как брекчии. Детальные наблюдения показывают, что брекчииевидность в большинстве случаев обусловлена сгущением тех же правильных дизъюнктивных систем с упорядоченным рисунком.

Трещинная мезоструктура обнаруживает фрактальное подобие с рисунком эрозионной сети региона (система рифтоподобных долин раз-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

личного ранга при линзовидной форме разделяющих их эрозионных останцов). В рассматриваемой части Восточно-Европейской платформы эрозионная сеть обладает отчетливой упорядоченностью с возможностью выделения магистральных линий, системами повторяющихся элементов и пр. Выдержанность рисунка на значительных площадях с большой долей вероятности свидетельствует о планетарном характере этой делимости. При этом наиболее отчетливо и геометрически правильно системы магистральных мегатрещин проявлены в области развития верхнемеловой карбонатной формации.

Являются ли трещины меловых образований выражением планетарной трещиноватости? Или они образовались вследствие региональных либо локальных тектонических деформаций?

Для правильного понимания возраста и механизма образования мезоструктурных элементов необходимо знать время образования мелмергельных пород. Писчий мел – горная порода, давшая название меловому периоду геологической истории Земли. Практически повсеместно мел рассматривается как пелагический осадок теплых морей, отлагавшийся на глубинах от 100 до 200–300м и более. В том же ключе рассматриваются и замещающие его в разрезе или по латерали мергели. Наблюдаемые состав и текстурные особенности верхнемеловых карбонатных пород мел-мергельной формации обычно напрямую соотносят с таковыми первичных осадков [1–3 и др.].

Но действительно ли мел отлагался в морских бассейнах мелового периода? Как известно, в результате эпигенетических преобразований горные породы приобретают новые текстурные признаки, изменяются их физико-химические характеристики, и сопоставлять их с исходными осадками следует с большой осторожностью. Писчий же мел при «осадочной» трактовке его образования «оказывается» породой, парадоксальным образом практически не испытавшей эпигенетических преобразований.

Исследования в юго-восточной части Воронежской антеклизы и ознакомление с данными по геологии верхнего мела Европы позволили выявить значительное число геологических фактов, труднообъяснимых и необъяснимых, если придерживаться интерпретации происхождения мела как образования, сформировавшегося вследствие седиментогенеза.

Так, отмечается практически повсеместное *отсутствие продуктов размыва* мела в перекрывающих терригенных отложениях палеогена. Верхняя граница мела на контакте верхний мел – палеоген обычно представляет собой резкий переход. Карбонатный материал любой размерности очень редко встречается в перекрывающих верхнемеловые толщи различных горизонтах палеогена (от нижнего палеоценца до среднего эоценса). Между палеогеновыми и верхнемеловыми толщами в большинстве случаев отмечается значительный стратиграфический разрыв, но продуктов размыва легко разрушающегося мела в базальных слоях различных горизонтов палеогена нет!

Наблюдаемая геометрия кровли мела (контакт мел–палеоген) при современных физико-механических свойствах слагающих ее пород не может

быть объяснена как результат рельефообразующих процессов в условиях дневной поверхности, равно как и результат карстовых проявлений. Контакты резкие – иногда геометрически правильные, иногда сложной морфологии – наблюдаются поверхности с отрицательными углами падения.

Если бы гидроокислы железа и фосфаты, нередко рассматриваемые как продукт «метасоматоза мела», замещали пористый мел, то результат их взаимодействия не имел бы характера ровной границы. Того же можно ожидать и в случае накопления их на кровле мела в результате осадочного процесса. Следов пропитки высокопористого мела восходящими флюидными потоками, растворами, просачивающимися сверху и пр. не обнаруживается. Г.И. Бушинский [2] объяснял образование окремнения привносом кремнезема и осаждением его в порах с замещением частиц мела. Однако «подводящих каналов» – путей привноса кремнезема – в окружающем кремни мелу не отмечается. В этом контексте следует обратить внимание на свидетельство того же автора о лучшей сохранности в кремнях раковин иноцерамов и панцирей морских ежей при сохранении их неясных следов во вмещающем их мелу (обычно сплющены или раздроблены).

Мел в непосредственной близости от контактов с резко различающимися по составу и окраске породами так же чист, как и на удалении от них. Мел-мергельные породы часто содержат вблизи контактов геометрически правильные (угловатые) включения перекрывающих пород (глины, пески, фосфориты). В удаленных от контактов объемах мела встречаются изолированные объемы терригенных пород: песков, суглинков с достаточно крупной размерностью песчаной компоненты.

Объяснить вышеуказанные моменты можно одновременным образованием мела и перекрывающих его образований в результате преобразования осадочного чехла. Что подвергалось преобразованию и чем они были вызваны? Картина структурно-вещественных особенностей мел-мергельных образований и сопутствующих им фосфоритов, силицитов и других пород хорошо объясняется, если рассматривать писчий мел как породу, сформированную внутри разреза осадочного чехла в результате перераспределения компонентов исходных карбонатных и терригенных пород мел-палеогенового возраста, а также химического взаимодействия с подстилающими разновозрастными породами. Слабая цементация мела может быть объяснена тем, что он образовался внутри разреза, когда толща перекрывающих пород уже существовала, и преобразование исходных верхнемеловых пород происходило одновременно с породами перекрывающей толщи палеогена. Тем, что мел не испытывал длительного уплотнения под воздействием медленно накапливающихся осадков, объясняется приблизительная равномерность свойств мела независимо от положения в разрезе.

Кремни сформировались до образования вмещающих их в настоящее время карбонатных пород и являются уцелевшими реликтовыми объемами исходных пород. На момент начала образования писчего мела исходная верхнемеловая карбонатная порода уже была достаточно литифицирована, и образование писчего мела представляет собой ее делитификацию. Пере-

распределение вещества внутри исходного разреза происходило при участии гидрогеологического (растворение–вынос–отложение компонентов) и тектонического (общая объемная подвижность геомасс) факторов. Последний обусловил геометрическую упорядоченность образованных объемов.

Какое место в этой картине занимает трещиноватость мела? Ее формирование оказывается синхронным образованию мела в виде, близком к современному. Возраст преобразований из общих соображений можно определить как олигоцен – ранний неоген, в этих же рамках можно оценить и возраст трещиноватости. Можно говорить о дуализме происхождения трещиноватости мела. С одной стороны она представляет собой результат самоорганизации мела, с другой – очевидно ее формирование в поле напряжений, действовавшем в момент их образования.

Основная область распространения мела (от р.Эмбы до Англии) пересекает Европу с юго-востока на северо-запад (цепочка впадин и седловин: Прикаспийская впадина – Украинская синеклиза – Датско-Польский прогиб – бассейн Северного моря). От периконтинентальных впадин южной окраины эпигерцинского Европейского континента полоса развития мела частично отделена выступами консолидированного фундамента (Украинский и Богемский щиты). Сходные структурно-вещественные особенности характерны и для верхнемеловых пород западноевропейской части области распространения мела. Это может свидетельствовать о единстве внутриплитной кайнозойской деформации композитного Европейского континента.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 06-05-64848)

Литература

1. Бурыкин В.Н. Основные факторы формирования верхнемеловых карбонатных отложений на юго-востоке ЦЧЭР // Вест. ВГУ. Сер. геол. 1998, №6. С.43–53.
2. Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 307 с. (Труды Ин-та геологических наук АН СССР. Вып.156).
3. Бушинский Г.И., Шуменко С.И. Писчий мел и его происхождение // Литология и полез. Ископаемые. 1979. №2. С.37–54.

Д.Н. Осокина¹

Поле напряжений в окрестностях конца разлома как фактор, определяющий развитие нарушений второго порядка, рост разлома и разрушение массива

Для структурной геологии важно знание закономерностей развития разлома: идет ли оно путем роста основного разрыва или разрывов 2-го порядка, какова их природа, кинематика, ориентация. Данные о напря-

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

жениях и областях разрушения вблизи разрыва [1–3 и др.] позволяли ожидать, что сдвиг 2-го порядка развивается на участке разрушения по линии минимума градиента кулоновых напряжений τ_c [3]. Но развитие сдвигов 2-го порядка происходит иначе, возможно, его определяет поле малой зоны у конца разрыва. Ее роль, известная в физике, должна проявляться в геодинамике влиянием на разрушение и деформации.

Определение поля напряжений 2D у вершины трещины. Для расчета используется решение теории упругости о трещине сдвига [1], вводится полярная система координат (r, θ) с полюсом в вершине трещины $z = L$ (L – длина трещины) при $r \ll L$. Получены зависимости напряжений 2D поля $(\sigma_1^1, \sigma_2^1, \tau_{max}^1, \tau_C^1)$ от угла θ , K_{II} , $1/\sqrt{r}$, k_f , где K_{II} – коэффициент интенсивности напряжений для трещины сдвига; k_f – коэффициент внутреннего трения [4]. Угол α_2 (оси σ_2^1 и оси x) при $r \ll L$ зависит от θ : при $\theta = 90, 45, 0$ – углы $\alpha_2 = 90, 65, 45^\circ$ [1].

Разделение зоны у вершины трещины на участки по напряжениям 2D. На рисунке, фрагмент а, приведены изолинии главных напряжений 2D поля $(\sigma_1^1$ и σ_2^1) у правого конца трещины (при $r/L = 10^{-3}$). По соотношению σ_1^1 , σ_2^1 и σ_1^{01} , σ_2^{01} зона делится на участки: а) ослабления сжатия для σ_1^1 и σ_2^1 ($\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}$, $\sigma_2^1 \geq \sigma_2^{01}$); б) снижения сжатия для σ_1^1 и усиления для σ_2^1 ($\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}$, $\sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$); в) усиления сжатия для σ_1^1 и σ_2^1 ($\sigma_1^1 \leq \sigma_1^{01}$, $\sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$). Назовем их: участками «растяжения» (УРс), «сдвига» (УСд), «сжатия» (УСж).

Поле напряжений 3D и нарушения 2-го порядка в зоне у вершины трещины. Для перехода к полю 3D, наложим на 2D поле [1] напряжение σ_z (главными напряжениями 3D поля будут $\sigma_z, \sigma_1^1, \sigma_2^1$ [2]. Изолинии главных напряжений 3D поля при $\sigma_z = 0$ (при исходном поле одностороннего сжатия) показаны на рисунке 1, фрагмент б. Поле 3D, вторичные нарушения и поведение среды для участков УРс, УСд, УСж имеют разный характер.

1. Участок «растяжения» 2D поля (УРс) ($\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}$, $\sigma_2^1 \geq \sigma_2^{01}$) ограничен разрывом и изолинией $\sigma_2^1 = \sigma_2^{01}$ (см. рисунок, фрагмент а). В его средней части поле 2D – двуосное растяжение, поле 3D – сбросовое, $\sigma_z = \sigma_3$. На периферии поле 2D – растяжение–сжатие ($\sigma_1^1 > 0$, $\sigma_2^1 < 0$), поле 3D – сдвиговое, $\sigma_z = \sigma_2$ (рисунок, фрагмент б). УРс – участок повышения хрупкости среды, на диаграмме Мора он отвечает пересечению предельной кривой с осью σ_n . Для сред с законом прочности τ_c (или

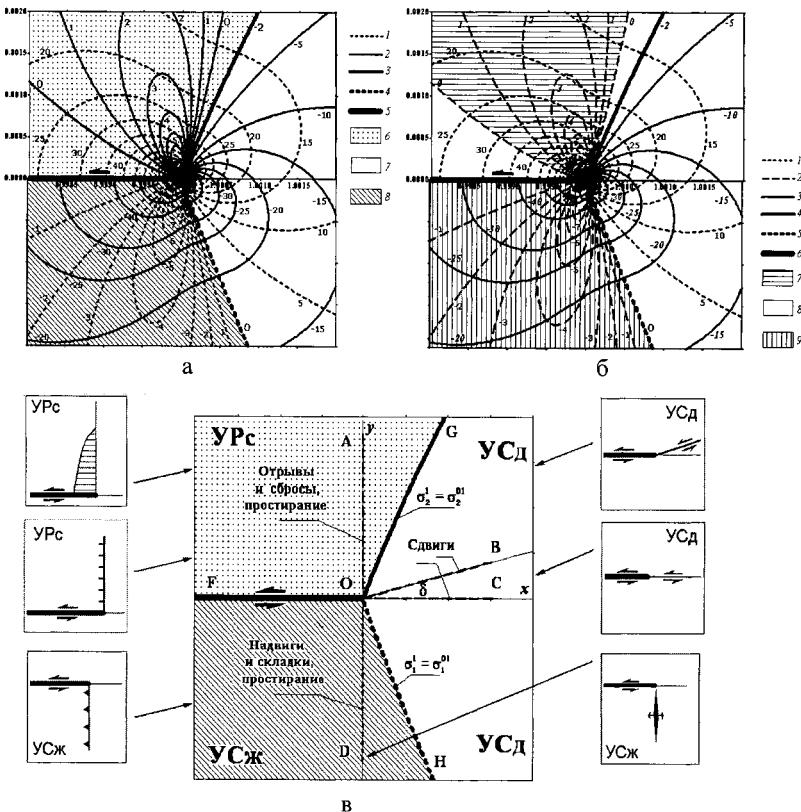


Рисунок. Поле напряжений и крупные прогнозируемые нарушения 2-го порядка в малой зоне у конца трещины (разрыва) при $r/L = 10^{-3}$

а – изолинии главных напряжений 2D поля (σ_1^1 , σ_2^1) и участки «растяжения» (УРс), «сдвигания» (УСд), «сжатия» (УСж); б – изолинии главных напряжений 3D поля (σ_1 , σ_2 , σ_3) и области с полями напряжений разного типа; в – схема прогноза нарушений 2-го порядка на начальном их этапе развития: О – конец трещины; ОА–ОД – линии простирания нарушений (ОА – отрывы и сбросы, ОВ и ОС – сдвиги, ОД – надвиги и складки); ОФ – разрыв; ОГ и ОН – границы участков УРс и УСд, УСд и УСж. На врезках –нарушения, ожидаемые на этих участках, простирание которых отвечает линиям ОА–ОД'. Параметры задачи: $\sigma_1^{01} = \sigma_z = 0$; $\sigma_2^{01} = -2$; $\alpha_2^0 = \alpha_f = 35^\circ$; $k_k = 0,2$; $k_f = 0,36$. План, координаты x/l , y/l , $2l$ – длина разрыва. Условные обозначения: К фрагменту а: 1, 2 – изолинии напряжений: 1 – σ_1^1 , 2 – σ_2^1 ; 3 – изолиния $\sigma_2^1 = \sigma_2^{01}$, граница УРс и УСд; 4 – изолиния $\sigma_1^1 = \sigma_1^{01}$, граница УСд и УСж; 5 – разрыв; 6–8: участки: 6 – УРс; 7 – УСд; 8 –УСж. К фрагменту б: 1–3 – изолинии напряжений: 1 – σ_1 , 2 – σ_2 , 3 – σ_3 ; 4 –разрыв; 5 – граница УРс и УСд; 6 – граница УСд и УСж; 7,9 – типы поля напряжений: 7 – сбросовое, 8 – сдвиговое, 9 – надвиговое

τ_{\max}) здесь прогнозируются вторичные нарушения с простиранием вкrest разрыву ($\delta = +90^\circ$): отрывы (раздвиги) и сбросы (с углом падения $\approx 90^\circ - \alpha_f$) (или 45°) (см. рисунок, фрагмент в и врезки).

2. Участок «сдвигания» 2D поля (УСд) ($\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$) ограничен изолиниями $\sigma_2^1 = \sigma_2^{01}$ и $\sigma_1^1 = \sigma_1^{01}$. Поле 2D – растяжение–сжатие, поле 3D – сдвиговое. На диаграмме Мора УСд отвечает предельной кривой вблизи пересечения с осью τ_n . Здесь ожидаются вторичные сдвиги: для среды Кулона (при $k_f \approx 0,36–0,6$) – под острыми $\approx +(16–26^\circ)$ углами δ к трещине, для среды с законом прочности τ_{\max} – продолжающие трещину (см. рисунок, фрагмент в и врезки).

3. Участок «сжатия» 2D поля (УСж) ($\sigma_1^1 \leq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$) ограничен разрывом и

изолинией $\sigma_1^1 = \sigma_1^{01}$. Поле 2D – двусосное сжатие, поле 3D – надвиговое, $\sigma_z = \sigma_1$. УСж – участок повышения пластичности среды, при $\tau_c \geq \tau_0$ (τ_0 – предел текучести) возникают пластические деформации, ведущие к «вязкому» разрушению; на диаграмме Мора УСж отвечает последней части кривой. Для сред с законами прочности τ_c (или τ_{\max}) здесь ожидаются вторичные надвиги с простиранием вкrest разрыву ($\delta = -90^\circ$) и углом падения α_f (или 45°), а при некоторых условиях – складки с тем же простиранием (см. рисунок, фрагмент в и врезки).

Важно, что каждый участок имеет свой максимум напряжений со своим типом поля, т.е. конец трещины совмещает три особые точки – три очага зарождения нарушений.

Экспериментальные и натурные данные о разрывах 2-го порядка у концов основного разрыва. На моделях изучались вторичные нарушения у концов «начальной» трещины при одно- или двусосном сжатии [5, 6 и др.]. У разных материалов обнаружены общие закономерности разрушения. В хрупких моделях (оргстекло, алебастр, бетон, песчаник и т.п.) и в пластичных или вязко-пластичных моделях (парафин, влажная глина и др.) возникают вторичные нарушения нескольких типов. Считая модель горизонтальной, а начальный разрыв – сдвигом, эти типы нарушений можно определить как: 1) *отрывы (раздвиги) и сбросы, субнормальные разрыву, в областях растяжения;* 2) *сдвиги (и зоны их подготовки) под углами 10–30° к разрыву и сдвиги, продолжающие разрыв, в тех же областях;* 3) *надвиги и складки, субнормальные разрыву, в областях сжатия.* Обычно в модели возникают один-два типа нарушений, в хрупкой, прежде всего, – отрывы, в пластичной – сколы [6]. На моделях из влажной глины разного строения и

состава у концов начального сдвига (с углом 35° к оси сжатия σ_2^{01}), обнаружены все названные типы [5]. Такие же данные приводят геологи (В.С. Буртман, А.В. Лукьянов, С. Стоянов, J.G. Ramsay, A. Nikolas и др.). По ним вблизи концов крупных сдвигов вторичные структуры растяжения (раздвиги, сбросы, сдвиги, флексуры, грабены и т.п.) наблюдаются в участках растяжения, а структуры сжатия (надвиги, взбросы, складки, содвиги и т.п.) – в участках сжатия [5, 7, 8 и др.].

Сопоставление разрывов 2-го порядка у конца разрыва в моделях и в земной коре с расчетными нарушениями у вершины трещины (при близких для модели и расчета параметрах), обнаружило *соответствие их кинематики и ориентации*. Это позволяет объяснить генезис природных нарушений 2-го порядка разных типов: они развиваются из трещин – зародышей, возникших у конца разрыва. В изученном случае оба типа сдвигов отвечают УСд, отрывы и сбросы – УРс, надвиги и складки – УСж, эти пары структур связаны общими участком зарождения и полем напряжений. Расчет напряжений и нарушений в малой зоне у конца разрыва позволяет предсказать характеристики нарушений в обычном масштабе, что совпадает с взглядами механики трещин на роль этих зон.

Заключение. Изучение 2D напряжений малой зоны у конца трещины (разрыва) позволило разделить ее на три участка, определить для них 3D поле и ожидаемые нарушения 2-го порядка. Соответствие натурных и модельных данных с расчетными позволяет считать, что напряжения у конца разлома определяют вторичные нарушения, развитие и сейсмогенность разлома. Результаты могут быть полезны при решении прямых и обратных задач геодинамики: например, для прогноза участка, в котором возникнет новый разрыв 2-го порядка, для перебора решений при уточнении моделей очагов сильных землетрясений и т.д.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программе № 6 фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

Литература

1. Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С.74–119.
2. Осокина Д.Н. Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С.220–245.
3. Осокина Д.Н. Скалывающие кулоновы напряжения и области различного деструктивного поведения массива в окрестностях разрыва // Очерки геофизических исследований. М.: ОИФЗ РАН. 2004. С. 351–359.
4. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука (в печати).
5. Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с
6. Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясений. М.: Наука, 1981. 192с.
7. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. V. 2: Fold and fractures Lnd: Acad. Press, 1987. P.308–700.

Концепции описания тектонического разрыва. Локальные поля напряжений и деформаций разрыва-трещины, их роль в образовании областей разрушения и приразломных структур, их связь с амплитудой смещения

Тектонический разрыв и обусловленная им структура (смещения, деформации, напряжения, вторичные нарушения и складки), центральную часть которой называют зоной его динамического влияния (по С.И. Шерману) – один из основных объектов геологии. В тектонофизике и геомеханике обычно применяют три концепции (модели) механического описания единичного разрыва: 1) зона сдвига (скользования), 2) дислокация, 3) трещина. Каждая модель имеет свои особенности структуры локальных полей и вторичных нарушений.

• Концепция *разрыва – зоны сдвига* отвечает натурным геологическим данным, экспериментам (Г. Клооса, В. Риделя, М.В. Гзовского, С. Стоянова и мн. др.) и механической модели, задаваемой зоной конечной ширины при простом сдвигании. Согласно этой модели, в зоне возникает закономерная система трещин: диагональные трещины отрыва, складки (вкрест к ним) и несколько типов трещин скола (рисунок, фрагмент а) [1]. Эта модель характеризует формирование структур именно *внутри* зоны сдвига, амплитуда перемещения по этим структурам, как правило, не определяется, а концы зон не рассматриваются.

• Концепция *разрыва–дислокации* перенесена из физики кристаллов. Разрыв описывают плоскостью, на которой задан скачок смещений (постоянный или по выбранному закону), рассчитывают возникающие вокруг разрыва напряжения (М.А. Chinnery, T. Maruyama, F. Press и др.). В этой модели применяют математический аппарат, разработанный для дислокаций. Пример результатов расчета – двумерные карты τ_{\max} и прогноза вторичных нарушений по М.А. Chinnery, см.: [2] (см. рисунок, фрагмент б).

• Концепция *разрыва – единичной трещины* основана на геологических данных, теоретических расчетах и экспериментах. При расчетах трещину (как и дислокацию) представляют *ограниченной плоскостью* и изучают напряжения около нее. Задается внешнее поле напряжений и взаимодействие берегов, а скачок смещений и локальные напряжения определяются из математического решения (Е.М. Anderson, Б.В. Костров, S. Das, В.Н. Фридман и др.). В природе и на моделях смещениям на разломе и напряжениям вблизи него более точно отвечает концепция единичного разрыва (см. рисунок, фрагменты в, г). Решение 2D задачи теории упругости для трещины сдвига с трением в условиях сжатия получено в общем виде Б.В. Костровым и В.Н. Фридманом, а в работе [3] (Д.Н. Осокина, В.Н. Фридман) оно было представлено в аналитическом виде и реализовано.

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

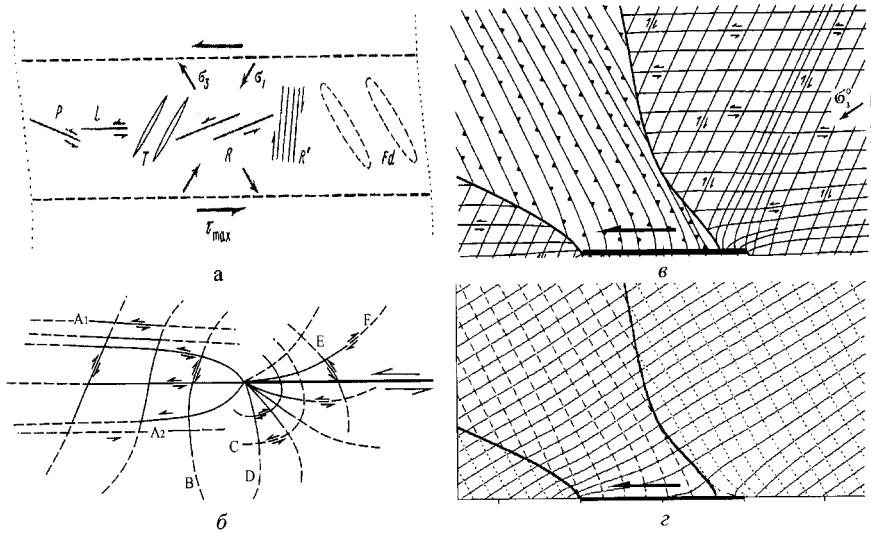


Рисунок. Разные механические концепции разрыва

а – сдвиговая зона и ее вторичные нарушения (по модельным, натурным и расчетным данным) [1]; б – дислокация и прогнозируемые для нее вторичные нарушения (сдвиги), построенные по траекториям τ_{\max} , одноосное сжатие, угол α разрыва с осью сжатия 30° , расчет: [2]; в – трещина и прогнозируемые для нее вторичные нарушения (сдвиги и надвиги), отвечающие карте следов скальвающих напряжений 3D поля при угле скальвания 30° ; одноосное сжатие, угол $\alpha = 30^\circ$, расчет по: [3]; г – трещина, траектории главных напряжений 3D для того же случая, расчет: [3]

Строение 2D поля напряжений вблизи разрыв–трещины изучено на моделях (М.В. Гзовский, Д.Н. Осокина, Н.Ю. Цветкова и др.) и на основе расчета [3 и др.]. Отметим, что карты изолиний 2D напряжений σ_1^1 и σ_2^1 состоят из двух секторов условного растяжения (ослабления сжатия) и двух секторов сжатия (усиления сжатия). Если внешнее поле – двуосное (одноосное) сжатие, то напряжения σ_2^1 в обеих парах секторов и σ_1^1 в секторах сжатия – сжимающие, но в секторах растяжения возникают зоны истинного растяжения $\sigma_1^1 > 0$. Необходимо отметить изменение вблизи разрыва ориентации траекторий главных напряжений: поворот и разделение на два потока, в которых оси напряжений стремятся подойти к разрыву субнормалью или субпараллельно (как для поля 3D на рисунке, фрагмент г).

Строение 3D поля напряжений разрыв–трещины с трением (в слое, нормальном к нему) изучено в: [4 и др.]. Оно получено наложением сжатия σ_z по оси z на 2D поле трещины [3] в плоскости xy (σ_1^0, σ_2^0), напряжение σ_z постоянно или равно весу пород (варианты I и II). Для варианта I часть свойств 3D поля повторяют 2D поле [3, 4] (см. рисунок, фрагменты в, г). В 3D поле происходит переиндексация осей напряжений и возникают области с разными типами поля. В простом случае та-

ких типов три, если разрыв – сдвиг, то это надвиговое, сдвиговое и сбросовое поля. Если $\sigma_z \leq 0$, то в секторе «растяжения» (по σ_1^1) поле сдвиговое, в секторе сжатия (по σ_1^1) – надвиговое и т.д. Траектории σ_1^1 и σ_3^1 такого случая показаны на рисунке, фрагмент г. В полях напряжений разного типа будет различной ориентация главных деформаций, возникают вторичные нарушения с разной кинематикой.

Области разрушения вблизи разрыва–трещины изучены на основе расчета кулоновых напряжений τ_c [5, 6] в слое с трещиной и оценок прочности геосреды [7]. Зона влияния разрыва разделена по τ_c на области поведения среды четырех типов: I – упругое; II, III – хрупкое (II – активизация разрывов, III – их образование); IV – пластическое. Зависимости геометрии областей разрушения от связанных с ней параметров (прочности, исходного 3D поля и разрыва) изучены в: [5, 6 и др.].

Генерируемые крупными разломами нарушения, локальные напряжения, деформации и другие вторичные структуры, согласующиеся с расчетами для разрыва–трещины, могут быть показаны на многих примерах: таких как кососимметричные поднятия и депрессии около концевых частей Амурско-Ляодунского разлома (зоны Тан-Лу), длиной около 1000 км; динамопары разломов по С.А. Суворову (которые можно считать вариантом образования крупного надвига в секторе «сжатия» крупного разлома–сдвига); ряд примеров приводят А.В. Лукъянов, В.С. Буртман и др., В.В. Белоусов, А. Николая, J.G. Ramsay, M.I. Huber, а также другие авторы [1, 8, 9 и др.].

Известно, что развитие разрыва идет как чередование этапов движения и остановок его концевого участка, во время остановок, с учетом прочности и реологии среды, должны сильнее развиваться вторичные разрывы и деформации вмещающих пород (что, видимо, вызывает периодические колебания ширины зоны влияния, отмеченные С.И. Шерманом и др.). Поэтому крайне важно исследовать деформации вокруг разрывов, в особенности концевые зоны, так как характеристики поля деформации могут быть связаны с амплитудой перемещения по разлому и именно в концепции единичного разрыва – разлома конечной длины дать прогнозируемую величину [10]. Качественным примером могут служить изменения локальных полей пластических деформаций, по результатам стрейн-анализа складчато-надвиговых структур Таласского Алатау, позволившие спрогнозировать вершину надвига [8]. Во время остановок в областях разупрочнения, наиболее сильного у самого конца, могут формироваться углеводородные и гидротермальные месторождения. Примером могут служить многочисленные натурные данные по структурам рудных полей гидротермальных месторождений, сформированных магистральным рудоконтролирующими разломом [9]. Во время остановок может накапливаться энергия упругих деформаций и подготовливаться землетрясение [7].

Для геодинамики важны и особенности самого процесса развития разлома: идет ли он путем роста основного разрыва или путем роста

крупных разрывов 2-го порядка, каковы их свойства (природа, кинематика, ориентация и т.п.). Таким образом, с концом разрыва связан ряд недостаточно изученных и весьма актуальных процессов. Есть основания предполагать, что локализацию («траекторию») разрыва 2-го порядка определяет *поле малой зоны вблизи конца разлома*, где напряжения предельно высоки, но для обоснования этого предположения необходимы дальнейшие исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программе № 6 фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

Литература

1. Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с
2. Chinnery M.A. Theoretical fault models // Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1969. V. 37, N 7. P. 211–223.
3. Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 74–119.
4. Осокина Д.Н. Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 220–245.
5. Осокина Д.Н. Скалывающие кулоновы напряжения и области различного деструктивного поведения массива в окрестностях разрыва // Очерки геофизических исследований. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 351–359.
6. Osokina D.N., Rebetsky Yu.L. The high stress action and geo-massif fracturing in a zone of the fault influence based on the calculation of the Coulomb stress fields // Regularities of the structure and evolution of the geospheres: Proceedings of VII International Interdisciplinary Scientific Symposium and International Geoscience programme (IGCP-476). Vladivostok, 2005. P. 33–37.
7. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука (в печати).
8. Войтенко В.Н., Худолей А.К. Закономерности локального деформационного поля надвиговых структур (по результатам стрейн-анализа пород зеленоисланцевого комплекса Талассского Алатау, Кыргызстан) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 100–103 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
9. Мишин Н.И. и др. Формирование рудных полей гидротермальных месторождений магистральным рудоконтролирующим разломом – МРР // Докл. АН СССР. 1992. Т. 323. С. 349–353.
10. Яковлев Ф.Л. Исследование процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих подходов). М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 311–332.

Н.И. Павленкова¹

Вращение оболочек Земли как причина глобального тектогенеза

Исследования Земли вместе с другими планетами показывает, что в структуре их внешних оболочек существует много общего. Так, наблюдается сходная упорядоченность главных структурных элементов. Самая крупная из них – это деление планет на два полушария с разным строением

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

их поверхности и внешних оболочек [4]. На Луне и Марсе выделяются полушария с приподнятой и опущенной поверхностью и соответственно с утолщенной и сокращенной по мощности корой. На Сатурне и Венере выделяются структурные пояса вдоль экваториальных зон. На Земле отмечены такие же закономерности: существует Тихоокеанская часть с пониженным рельефом и тонкой коры и противоположное Индо-Атлантическое полушарие с преобладанием континентов с толстой корой. Это деление подтверждено и геологическими данными о разном возрасте и геологической истории Тихого океана по сравнению с другими океанами, т. е. о разной природе Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли [6].

На Земле существует и другое деление – это деление на Южное и Северное полушария. Большая часть континентов расположена на севере. При этом радиус Земли несколько больше в Южном полушарии, чем в Северном, т. е. Земля имеет не только эллипсоидальную, но и грушевидную форму.

Деление Земли на полушария подчеркивается наличием крупных тектонически активных зон, их разделяющих. Так, края континентов вокруг Тихого океана образуют правильную дугу, вдоль которой сформировалось кольцо эпицентров землетрясений, зон Беньофа. Глубинные подвижные зоны отделяют Северное полушарие от Южного. Это вытекает из установленного по данным планетарной геофизики так называемого западного тренда, т. е. движения на запад Северного полушария относительно Южного. Последнее проявилось в изгибе Срединно-Атлантического хребта и всей Атлантики вблизи экваториальной зоны. По геологическим данным экваториальный мобильный пояс прослежен в течение всей геологической истории.

Наблюдается также общая симметрия или асимметрии более мелких структур Земли [7]: например, четко выраженная антисимметрия практически всех приподнятых участков Земли в одном полушарии и опущенных – в другом. Наиболее ярким примером являются Антарктида и Арктический океан. Они по размерам и общим очертаниям подобны, но противоположны по форме рельефа.

К глобальным структурным особенностям планеты можно отнести и систему срединно-океанических хребтов. Эта система симметрична относительно Южного полюса, образуя кольцо вокруг Антарктиды и серию разломов, симметрично расходящихся по меридианам с расстоянием между ними в 30° . Эта картина хорошо согласуется с данными о том, что Южное полушарие несколько расширено относительно Северного.

Очень часто глобальные линеаменты совпадают с градиентными зонами аномалий геоида, разделяющими аномалии разного знака. Это говорит о глубинном заложении этих структур, прослеживающихся по крайней мере на всю верхнюю мантию.

Все это дает основание предполагать, что отмеченная упорядоченность структурных элементов Земли создана в процессе ее общего развития как планеты. Это подтверждается установленным влиянием

внешних источников на процессы тектогенеза, которые проявляются в цикличности геологического развития. Наиболее важные события тектогенеза произошли на границах венда–кембрия, девона–карбона и юры–мела с интервалом в 220 млн лет [3]. Отмечается и другая периодичность – 32 млн лет (главная геологическая периодичность). К этим стадиям приурочены основные этапы кимберлитового магматизма, высокобарного метаморфизма, образование взрывных кольцевых структур, колебания уровня океана, максимумы гранитоидного магматизма.

Эта периодичность неплохо коррелируется с основной закономерностью орбитально-вращательных движений в системе Земля–Луна–Солнце [1]. Астрономические наблюдения регистрируют изменения орбитального движения Луны и соответствующее изменение скорости вращения Земли. Ось вращения медленно изменяет свое положение в теле Земли. При этом меняется положение географического полюса и экватора вращения. Суммарные отклонения географического полюса превышают 10° . При изменении положения оси вращения Земли происходит нарушение равновесия между новой плоскостью вращения и плоскостью, сложившейся ранее эллипсоидальной формы планеты. Это должно привести к преобразованию формы Земли.

Важный аспект возможного влияния режима вращения Земли на глобальный тектогенез изложен в работе [2]. В ней показано, что моменты инерции и динамические сжатия отдельных оболочек Земли из-за их неоднородности неодинаковы и поэтому «между оболочками мощные силовые взаимодействия и огромные моменты сил, которые все время стремятся провернуть одну из оболочек относительно другой». Луна своим гравитационным влиянием сообщает различные ускорения оболочкам Земли, в результате между ними возникают дополнительные направленные напряжения. Эти напряжения, по мнению данного автора, на три порядка превышают приливные и могут приводить к планетарным перестройкам, обладающим свойствами цикличности, полярности и инверсии. В частности, это приводит к асимметрии поверхности Земли, отмеченной выше, и никакого другого объяснения ей пока не предложено.

Относительными движениями различных оболочек Земли можно объяснить и движение палеомагнитных полюсов. При всей своей неоднозначности по всем палеомагнитным реконструкциям отмечается общее смещение магнитного полюса с начала палеозоя до нашего времени примерно на 90° . Объяснить это можно относительными перемещениями внешних оболочек Земли относительно земного ядра: например, верхней мантии относительно нижней или, что более вероятно, всей мантии вокруг ядра. Возможность таких движений можно обосновать и данным по распределению глубокофокусных землетрясений, формой мантийных скоростных неоднородностей и закономерностью смещения климатических поясов.

Суммируя изложенные выше данные, автор считает возможным увязать всю имеющуюся информацию в единую систему глобальной геодинамики, которая способна объяснить описанные выше закономерности в

структуре верхних оболочек Земли [5, 8]. Особое внимание в этой системе уделено описанной выше ротационной составляющей, т. е. возможному вращению мантии относительно ядра. Предлагаемая гипотеза включает в себя основные положения многих других концепций и позволяет увязать казалось несовместимые учения. Так, она включает в себя основы пульсирующей и расширяющейся Земли, она позволяет согласовать тесную связь между приповерхностными геологическими структурами и их мантийными корнями с движениями палеомагнитных полюсов, объяснить формирование срединно-океанических хребтов и рифтовых систем континентов в результате локального и глобального спрединга, а также горизонтальные движения коровых или верхнекоровых плит, создающих тектоническую расслоенность литосферы.

Литература

1. Авсон Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Изв. Секц. наук о Земле РАН. 2002. Вып. 9. С. 45–53.
3. Гомтих Р.П., Писоцкий Б.И. Проявление процессов глубинной флюидизации в нефтегазоносных провинциях древних платформ // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ / Ред. А.Н. Дмитриевский, Б.М. Валяев. М.: ГЕОС, 2002. С. 309–312.
4. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Недра, 1999. 253 с.
5. Павленкова Н.И. Эмпирические основы ротационно-флюидной гипотезы глобального тектогенеза // Геофиз. журн. 2004. Т. 26, № 6. С. 41–60.
6. Пущаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены / Ред. А.С. Перфильев, Ю.Н. Разницин. М.: Наука, 1997. С. 8–24.
7. Шалпо В.Н. Упорядоченная структура Земли и геотектонические концепции // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы / Ред. В.Н. Шалпо. М.: ИФЗ РАН, 2002. С. 49–63.
8. Pavlenkova N.I. Fluids-rotation conception of global geodynamics // Bull. Soc.GeoIt. 2005. Volume Speciale, N 5. P. 9–22.

В.В. Параев¹, В.И. Молчанов², Э.А. Еганов²

Кризисные эпохи в геологической истории Земли как функция галацентризма

Глобальные катаклизмы потрясали Землю на всем протяжении ее геологической истории. Они фиксируются обычно в виде разнородных ритмов, фаз, этапов, эпох. Особое внимание привлекают кризисы долговременного масштаба. В геологической летописи они проявляются по fazам тектогенеза, эпохам различного типа осадконакопления, изменений лика Земли, природной среды и климата, резкой смены в раститель-

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

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

ном и животном мире. Однако вопрос о природе и причинах таких потрясений до сих пор остается открытым.

Все глобальные события и катализмы такого масштаба, как правило, проявляются с периодичностью в десятки миллионов лет. Они не увязываются ни с какими известными геологическими причинами, – нет внутренних (земных) источников энергии с такой периодичностью. Потому определённый интерес представляет *анализ динамики глобальных кризисов* (на примере фанерозоя).

Предлагаемый метод анализа динамики кризисных событий опирается на систематизацию глобальных геологических процессов. Их отсчет ведется по периодизации долговременного масштаба, отражённой в природных процессах и явлениях как *глобальные геологические циклы* (ГГЦ). Из всего многообразия форм материального обмена между геосферами рассматриваем только экзогенные преобразования, зависящие от динамики Солнца, а также (опосредовано) от воздействия галактических факторов. Анализ динамики ГГЦ рассматривается как история взаимодействия геосфер в виде вещественно-энергетического обмена между атмосферой, биосферой, гидросферой и литосферой.

К проблеме периодизации кризисных событий в десятки миллионов лет мы подошли с позиций выявления в истории Земли глобальных циклов по единому (*сквозному во времени*) геологическому признаку. Этим признаком стало содержание органического углерода (C_{org}) в осадочных комплексах фанерозоя. Методической основой – представления о взаимозависимом формировании всех геосфер.

Аккумуляция *биосферой* солнечной энергии (через фотосинтез) протекает с потреблением воды *гидросфера* и CO_2 *атмосферы*. Органические остатки захороняются в *литосфере*, а биогенный кислород выделяется в *атмосферу*. Эти процессы синхронны и замыкаются в единую цепь взаимообусловленных событий как *материальный обмен* между названными геосферами. Он поддается количественной оценке. Все расчеты приведены в: [1, 2]. Глобальные последствия взаимодействия между геосферами прослежены на примере становления атмосферы за счет накопления кислорода, выделяемого при фотосинтезе [1]. Расчетные данные баланса генерации биогенного кислорода, нанесенные на стратиграфическую шкалу геологического времени, выявили ГГЦ, растянувшись до 170 млн лет. Графически они представлены кривой, подобной *синусоиде*, состоящей из чередований периодов (в 50–70 млн лет) интенсификации и затухания фотосинтеза [2].

События планетарного масштаба, нанесенные на график интенсивности выделения биогенного кислорода и накопления углерод-водородной оболочки, точно совпали с полученными расчетами. Известные данные по расчленению геологической истории на эры, по fazам тектогенеза, закономерностям осадочного рудообразования, изменений климата гармонично влились в их структуру. Особо отметим два момента в совпадении кризисных событий в эволюции биосферы с интенсивностью выработки биоген-

ного кислорода и накопления органических остатков в недрах. 1. Рубежи этих событий ознаменовались новыми формами видаообразования, став эпохальными вехами эволюции биосфера. 2. Критические события необратимого развития органического мира имеют точно такую же периодичность в 50–70 млн лет и подчинены глобальным циклам до 170 млн лет.

Выявленная цикличность указывает на три принципиальных обстоятельства, связанных с мотивацией глобальных процессов. 1. Цикличность долговременного масштаба, выделенная по содержанию $C_{\text{орг}}$, подчеркивается всеми важнейшими событиями фанерозоя, проявившимися в расчленении геологической истории на эры, в критических переменах в органическом мире, климате, в фазах тектогенеза, эпохах различного типа осадконакопления и т.д. 2. Хронологическая корреляция между ними говорит о том, что все они *не были случайными совпадениями*, а порождены и регламентируются общей причиной. 3. Масштабность периодичности этих кардинальных событий в десятки миллионов лет может указывать на то, что эта причина имеет внешнюю (*по отношению к Земле*) природу.

Проблема выяснения природы подобных событий побудила исследователей обратиться к концепции *галацентризма*. В литературе активно обсуждается тема галактического года. Исследователи считают, что периодичность глобальных процессов такого масштаба – это земное отражение астрофизической цикличности, связанной с галактическим годом. Однако, с одной стороны, как было отмечено в [3], галактический год еще не имеет строго однозначного определения. Его продолжительность (по литературе) оценивается от 180 до 230 и даже более миллионов лет. С другой – геологические события в несколько десятков миллионов лет не соответствуют продолжительности галактического года. Но их масштабность в 50–70 млн лет дает основание полагать, что они явились отражением какого-то астрофизического воздействия.

Такие памятники геологического прошлого (от астрофизического воздействия) этимологически мы называем *геогалами*. *Геогал* – это временной отрезок галактического цикла, измеряемый планетарным событием, вещественное содержание которого отражено в геологической летописи. Геогалами являются практически все геологические процессы долговременного и планетарного масштаба. Важным элементом галацентрической концепции становятся вопросы о природе устойчивого ритма повторяющихся фаз тектогенеза, эпох определенного типа осадконакопления, периодизации в 50–70 млн лет изменений климата, великих вымираний и новых рождений в органическом мире.

Считается, что Солнце обращается вокруг центра Галактики эксцентрически, а скорость его движения при этом меняется почти в два раза. Логично предположить, что на «крутых виражах» орбиты к центробежно-инерционным силам планетарной связки Земля–Солнце добавляются инерционные силы галактического воздействия (следствие ускорения–торможения). *Рождаются геогалы тектонической природы* активного движения континентов, а также проявления магматизма и периодичности мантийных плюмов.

При прохождении Солнца по эллипсовидной орбите в одном ее сегменте на Землю будет суммарно оказываться максимальное воздействие одновременно и Солнца и энергетической мощи ядра Галактики. Солнечная система проходит здесь точку *кульминации галактического «лета»*. В противоположной области (т.е. через 70–90 млн лет) получение энергии от ядра будет ослаблено. Нахождение Солнца в этом сегменте галактической орбиты соответствует *глобальной «зиме»*. На Земле *проявляются геогалы «климатической» зональности* [3].

По данным астрономии (<http://naturalist2.hostonfly.ru/sunprofile.htm>) все пространство Галактики по форме состояния межзвездного водорода делится на зоны ионизированного и неионизированного водорода. Ионизация водорода часто происходит под действием ультрафиолетовых квантов, которые излучают звезды. Области пространства ионизированного водорода расположенныхных близко друг к другу горячих гигантов сливаются в одну общую зону. Наибольшая концентрация межзвездного газа тяготеет к экваториальной плоскости Галактики.

В синусоидальном движении по орбите Солнце неизбежно будет пересекать экваториальные зоны с максимальным влиянием сконцентрированных там галактических неоднородностей, в том числе и областей с повышенной ионизацией. Но все виды ионизирующего излучения относятся к активным мутагенам. Живое вещество Земли, находясь миллионы лет под массированным воздействием таких мутагенов (при пересечении этих областей), обязательно должно трансформироваться. *Так возникают биосферные геогалы.*

Выходы. 1. Глобальная цикличность до 170 млн лет и все входящие в нее геогалы коррелируется с гармоникой движения Солнца *по этицикли* и его *ритмом пересечений* плоскости Галактики. 2. Такие события долговременного масштаба (включая и новые формы видеообразования в эволюции биосфера) отражаются в геологической летописи *скаккообразно* как катаклизмы, обусловленные внеземным воздействием при движении Солнца вокруг ядра Галактики. 3. Геогалы любого типа и ранга не должны иметь строго жестких временных рамок. Все они являются функцией структуры Млечного Пути. Сама же Галактика – это живая система, непрерывно и динамично развивающаяся во времени.

Литература

1. Трофимук А.А., Молchanov В.И., Параев В.В. Биогенный кислород атмосферы – эквивалент углеводородной оболочки во взаимодействии внешних геосфер // Вестн. ОГТГН РАН. 2000. № 3 (13) URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggms/3-2000/trophimuk.htm#begin
2. Молchanov В.И., Параев В.В. Фанерозойская история взаимодействия геосфер (в развитие творческого наследия академика А.Л. Янишина) // Вестник ОГТГН РАН. 2000. № 4 (14) URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggms/4-2000/geos.htm#begin
3. Параев В.В., Молchanov В.И. Глобальные геологические циклы и катаклизмы в фанерозойской истории Земли // Избранные труды IV Сибирской конференции по математическим проблемам физики пространства–времени сложных систем (ФПВ – 2002). Новосибирск: Ин-т математики им. С.Л. Соболева СО РАН. 2004. Т. 2. С. 73–89.

Влияние процесса континентальной коллизии на тепловой и тектонический режимы реологически расслоенной литосферы

Развитие горизонтальных и наклонных движений пластин и блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям тектонического строения, теплового режима и теплового потока. Модель рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры, которое компенсируется вязкими деформациями в области нижней коры и верхней мантии в условиях реологически расслоенной литосферы [1–3]. Горизонтальное сокращение коры сопровождается надвигом литосферных блоков вдоль наклонной зоны нарушений, ростом дополнительной нагрузки на слои, лежащие под этой зоной, эрозией образующихся покровов и утолщением нижней коры.

Так как одновременно с медленным поднятием блока вдоль разлома происходит кондуктивный перенос тепла, то верхняя пластина в процессе надвига остывает, а нижняя нагревается. Расчеты показывают, что основной прирост температуры происходит на глубинах средней и нижней коры и является довольно значительным (до 250 °С). То есть на глубинах 20–40 км достигается температура, характерная для глубин 40–60 км и создаются условия для частичного плавления. При этом изменение теплового режима происходит неравномерно и по глубине, и во времени. Характерной особенностью коллизионных геотерм является максимальный разогрев поднадвиговой пластины при разогреве всей коллизионной призмы, что подтверждает результаты расчетов иных моделей, например: [4].

Рассматриваемая коллизионная модель является существенно двумерной, поэтому она позволяет понять разнообразие условий метаморфизма в области, испытывающей деформации под действием горизонтального сжатия и неравномерно распределенных вертикальных нагрузок. В метаморфических поясах наблюдается широкое разнообразие P - T условий на небольших расстояниях [5]. Если мы рассмотрим три модельные точки, находящиеся в начальный момент времени на различных глубинах вдоль плоскости надвига, то их P - T истории будут совершенно различными в процессе движения по разлому (рис. 1). В результате перемещения вверх по разлому, появления дополнительной нагрузки, которая перераспределяется в ходе эрозии, а также вязкой компенсации на уровне нижней коры с пониженнной вязкостью материал с глубины 20 км окажется на глубине порядка 4,5 км, а породы, находившиеся изначально на глубине 3,5 км, испытывают довольно сложную P - T эволюцию.

Из результатов моделирования также следует вывод о различной степени нагрева нижней коры под областью надвига в зависимости от

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

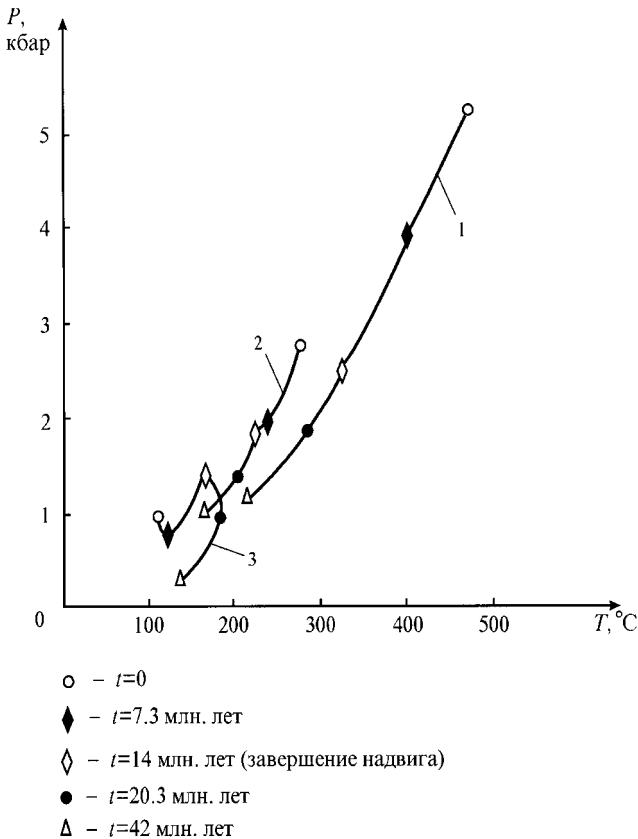


Рис. 1. Р-T-t кривые для надвиговой зоны
1–3 – начальные глубины: 1 – точки 20 км, 2 – точки 10 км, 3 – точки 3,5 км

горизонтального расположения точки относительно плоскости выхода пород на поверхность. В связи с увеличением степени эрозии породы переходят в области понижающихся давлений, т.е. перемещаются ближе к поверхности. Например, уровень эрозии под фронтальной точкой составляет на момент окончания надвига 2,3 км, а спустя примерно 6 млн лет после завершения надвига – 7,3 км (рис. 2). На краях коллизионного поднятия при заполнении осадками прогибов формируются осадочные бассейны, размеры и глубина которых увеличиваются с течением времени. При полном выполнаживании дневной поверхности на постколлизионной стадии во фронтальной области образуется осадочный бассейн глубиной 3–4 км, а обстановка тектонического сжатия сменяется обстановкой растяжения, но при меньших примерно на порядок напряжениях, величина которых определяется принимаемой реологией литосфера.

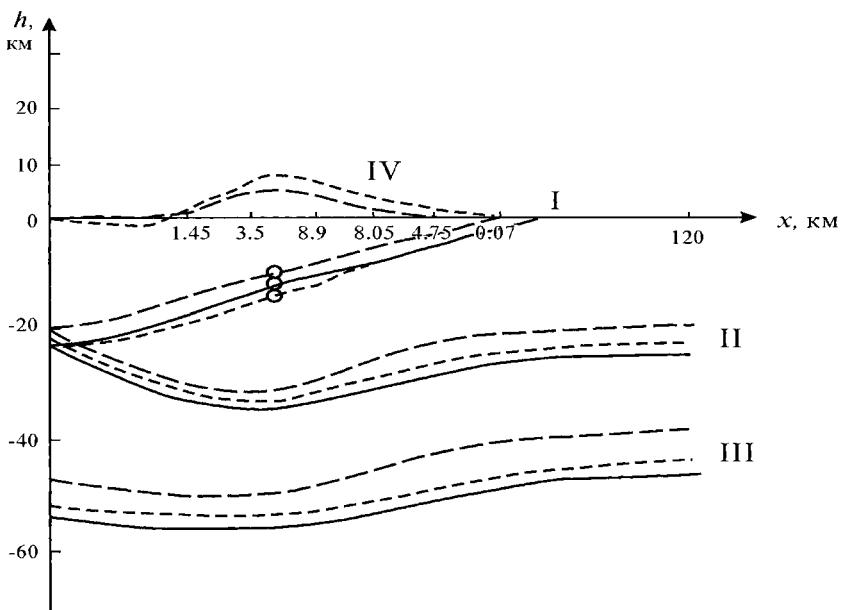


Рис. 2. Положение разлома (слева от точки, отмеченной кружком) и погруженной поверхности (I), границы верхней и нижней коры (II), границы Мохо (III) и рельеф поверхности (IV) на момент завершения надвига (6,5 млн лет) и после его окончания (10,5 млн лет – сплошная линия)

Отсутствие эрозии – мелкая штриховая линия, сценарий с денудацией – жирная штриховая линия. Значения уровня эрозии (в км) отмечены цифрами под соответствующими точками поверхности

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 06-05-65221) и Гранта Президента для поддержки научных школ НШ – 2773.2006.5.

Литература

1. Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термомеханической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюопериор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. № 10. С. 22–32.
2. Parfenyuk O.I., Dechoux V., Mareschal J.-C. Finite-element models of evolution for the Kapuskasing structural zone // Can. J. Earth Sci. 1994. V. 31, N 7. P. 1227–1234.
3. Парфенюк О.И. Особенности теплового режима коллизионных надвиговых структур // Физика Земли. 2005. № 3. С. 68–70.
4. England P.C., Thompson B. Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism // J. Petrol. 1984. V. 25, pt. 4. P. 894–955.
5. Chamberlain C.P., Karabinos P. Influence of deformation on pressure – temperature – time paths of regional metamorphism // Geology. 1987. V. 15. P. 42–44.

Особенности и природа деформаций Северо-Западной плиты Тихого океана

По материалам МОГТ изучена литологическая и тектоническая расслоенность коры Северо-Западной плиты. Для осадочного слоя 1 и осадочно-вулканогенного 2 характерна, в основном, литологическая расслоенность. Структура слоев 3А и 3В определяется тектонической расслоенностью. Эти материалы с использованием данных о прочности горных пород при высоких давлениях и температурах и характера хрупкого или пластического их разрушения при сдвиге под давлением позволили разработать наиболее полную сейсмическую модель коры Северо-Запада Тихого океана [2,3].

Так, наиболее интересные данные были получены для вала Хоккайдо и его восточного склона, т.е. на расстоянии до 350 км от оси желоба. Деформации слоев 1 и 2 здесь определяются системой впадин, ограниченных сбросами и холмами концентрической формы. Слой 3А сложен прочными типа габбро породами, которые при давлениях обжатия и температурах, соответствующих глубинам его залегания, являются хрупкими и разрушаются субвертикальными разломами по механизму раскалывания.

На границе слоев 3А и 3В происходит резкое структурное изменение, выражющееся в смене углов падения разломов от субвертикальных в слое 3А до 20°–25° в слое 3В, которое указывает, что породы слоя 3В находятся в ином, чем породы слоя 3А, состоянии дилатансационного деформирования. Изменение механического состояния пород в слое 3В произошло из-за существенного уменьшения их прочности, связанного с изменением его вещественного состава. Действительно при наличии касательных напряжений и уменьшении прочности породы стенки трещин в них начинают касаться друг друга и действует сухое трение, которое по величине сравнимо с прочностью монолитных бортов трещин. В этих условиях смещение вдоль разлома сопровождается деструкцией его бортов, разлом расширяется в стороны и регистрируется на сейсмическом разрезе в виде полосы. Вдоль полосы происходит прерывистое скольжение. Учитывая значительную инверсию скорости сейсмических волн в слое 3В, по материалам МПВ на С3 плите, описанный механизм разрушения при таких низких давлениях обжатия можно реализовать только в петельчатых серпентинитах.

Структурное изменение на глубине 11,5–12 км, соответствующее кровле контрастного горизонта в низах слоя 3В, мощностью до 700 м, выражющееся в выпложивании наклонных разломных зон до горизонтали, связано с переходом среды к другому механическому состоянию, которое называют катакластическим. Разрушение этого горизонта сопровождается появлением сети трещин, разделяющих его на множество малых частей. Остаточная прочность горизонта становится близкой со-

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

противлению пластическому течению фактически раздробленного материала. Поэтому он характеризуется пониженной плотностью и скоростью сейсмических волн.

Таким образом, по структуре и физическим параметрам слой ЗВ, особенно контрастный горизонт в его низах, является самым верхним волноводом в океанической литосфере, характеризуется концентрацией дилатационно раскрытых трещин и резкой переориентацией главных напряжений. Эта переориентация связана со срывом земной коры относительно мантии по нижней коре (контрастному горизонту).

Представляет значительный интерес рассмотрение деформации осадочного чехла и базальтового фундамента, выяснение в какой степени они связаны со срывом коры, определение возраста срыва и его активности в настоящее время. Для решения этих вопросов использовался огромный объем (более 20000 км) материалов сейсмического профилирования, полученных в районе СЗ плиты между Курило-Камчатским желобом и возвышенностью Шатского и увязанных с данными глубоководного бурения.

В рассматриваемом районе выделяются два крупных разлома. Разлом Тускарора прослеживается от южной части Курильского желоба до юго-западных отрогов возвышенности Шатского. Является трансформным, поскольку смешает линейные магнитные аномалии. В рельефе базальтового фундамента проявляется в виде уступа с приподнятым до 700 м северо-восточным крылом. Разлом заложился в раннем мелу, на что указывает увеличение мощности карбонатной толщи нижнего мела на некоторых участках опущенного крыла. Однако облекание уступа осадками миоценового и даже более позднего возраста свидетельствует о его активизации в кайнозое.

Разлом Хоккайдо прослеживается от северных отрогов возвышенности Шатского в районе их сочленения с Императорским хребтом до Курильского желоба в районе долины Буссоль. Он представляет собой систему трогов, с плоским, нередко осложненным холмами днищем на глубине более 6 км, смещенных относительно друг друга до 40 км, а при подходе к валу Хоккайдо разделяющихся на две ветви: параллельную и диагональную желобу. Многие исследователи рассматривали его как действовавший около 3 млн лет центр расширения в позднем мелу. Однако отсутствие признаков симметрии в структуре коры с разных сторон от разлома, по данным ГСЗ, не позволяет относить его к типу отмерших центров спрединга [1].

По данным сейсмопрофилирования и бурения, формирование разлома, точнее его центральной впадины, началось в миоцене, о чем свидетельствуют увеличение мощности толщ нижнего и верхнего миоценена, а также рост облекаемых осадками холмов в самой впадине и на ее бортах. Начиная с позднего миоценена, наряду с продолжающимся углублением центральной впадины, зона разлома Хоккайдо стала существенно расширяться за счет деформации его бортов, и к настоящему времени ее ширина нередко достигает 80 км. Наряду с холмами, высотой до 1 км,

нередко вытянутыми в гряды, сейсморазведкой здесь выделены ступенчатые сбросы, амплитудой в первые сотни метров. Предполагается, что холмистый рельеф обусловлен внедрением серпентинитов из нижней части коры с формированием диапирowych структур. Из характера деформаций чехла и фундамента следует, что разлом Хоккайдо является зоной раздвига коры, активной в миоцен-четвертичное время.

В пределах исследуемого района выделены области различной тектонической активности. Область, включающая внешний склон желоба и вал Хоккайдо, отличается интенсивными деформациями фундамента и осадочного чехла. Для внешнего склона желоба характерны взбросо-надвиги плиоцен-плейстоценового возраста. Эти разломы ориентированы в целом параллельно оси желоба и имеют протяженность не более 40–50 км. Они формируют серии чешуй с падением разломов под вал Хоккайдо. Рельеф базальтового фундамента вала Хоккайдо определяется системой впадин и облекаемых осадками холмов концентрической формы, высотой от первых сотен метров до километра. Такой характер деформаций свидетельствует о том, что здесь преобладают напряжения растяжения с образованием диапирowych структур. По характеру несогласий осадков на бортах впадин и склонах холмов устанавливается длительный период развития этих деформаций с палеогена по настоящее время, однако их максимум приходится на миоцен.

Южнее располагается субширотная (между 40° и 42° с.ш.) область спокойного залегания чехла и фундамента, где участки отсутствия деформаций разделяются участками слабой раздробленности с амплитудой, не превышающей десятки метров. С востока у возвышенности Шатского эта область замыкается, а с запада ее замыкание предполагается на восточном склоне вала Хоккайдо на широте Сангарского пролива.

Еще южнее, вплоть до поднятия Шатского, выделяется область с преобладанием деформаций моноклинального типа с пологим северо-западным крылом и крутым юго-восточным. Асимметрия этих деформаций, а также «подныривание» опущенного крыла под висячее указывают на обстановку сжатия в этой области. Вертикальная амплитуда этих деформаций не превышает первых сотен метров, их возраст оценивается как миоцен-плейстоценовый с преобладанием в плиоцене.

И, наконец, в восточной части района исследований от разлома Хоккайдо до северных отрогов возвышенности Шатского располагается область, характеризуемая разным стилем деформаций, четкие границы между которыми провести сложно. Однако в целом в ее пределах наблюдается переход от интенсивных деформаций зон растяжения в районе разлома Хоккайдо к слабым деформациям разного стиля и далее в юго-восточном направлении ближе к возвышенности Шатского преимущественно к деформациям моноклинального типа, характерных для области сжатия.

Итак, данные о деформации осадочного чехла и базальтового фундамента не только согласуются с материалами о глубинном строении коры и ее срыве относительно мантии, но и позволяют определить время его

заложения – ранний миоцен, период максимальной активности – плиоцен-плейстоцен, – а также наметить связанные с его формированием области: раздвига – вал Хоккайдо и зона разлома Хоккайдо – и скучивания коры – часть плиты, примыкающая с запада к возвышенности Шатского.

Литература

1. Андреев А.А. Магнитные аномалии и деформации в Северо-Западной котловине Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 109–112.
2. Патрикей В.Н. Литологическая и тектоническая расслоенность коры Северо-Запада Тихого океана // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 6. С. 61–77.
3. Патрикей В.Н. Литологическая и тектоническая расслоенность коры Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. 72 с.

А.А. Пейве¹

Линейные вулканические поднятия в океанах – возможные механизмы образования

Линейные вулканические хребты и иные вулканические поднятия широко распространены во всех трех крупнейших океанах Земли. Как правило, они сложены базальтами, имеющими геохимический и изотопный составы, отличные от базальтов, образуемых в пределах срединно-океанических хребтов из деплетированной литосферы и формирующих океаническую кору. Большинство таких вулканических форм трассируется в виде цепочек подводных гор, островов или хребтов на значительное расстояние. Их происхождение долгое время объяснялось исходя исключительно из предложенной в 1971 г. Морганом концепции горячих точек или плюмов. Модель целиком базировалась на плейттектонических построениях. Она опиралась на представления о жесткости и однородности литосферных плит, устойчивости их границ, однородной и латерально изотермичной мантии и постоянных кинематических условиях спрединга и субдукции.

Согласно В. Моргану, плюмы являлись главной движущей силой конвекции, выполняя функцию перемещения плит и обеспечивая спрединг океанической коры. Считалось, что они поставляют большую часть тепла к поверхности Земли и вносят значительный вклад в тепловой поток. Вертикальная составляющая более разогретых (на 200–600°C), менее плотных и более подвижных, по сравнению с окружающей мантией, плюмов маркируются на поверхности Земли вулканализмом горячих точек, число которых, по разным оценкам, доходило до 49 (V. Courtillot et al.). Считается, что плюмы могут возникать в области термального разделя на границе ядро–мантия (слой D''). В работах Ю.М. Пущаровского показано, что разномасштабные массопереносы вещества, к которым

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

относятся и плюмовые процессы, могут возникать на самых разных уровнях мантии, а не только в области слоя D''.

В работе рассматриваются иные модели механизмов образования океанских линейных вулканических поднятий. Исходя из представлений о широком проявлении тектонических процессов в литосфере, можно объяснить многие черты строения таких поднятий. Непараллельность вулканических цепей, а также незакономерное изменение возраста вулканизма могут быть обусловлены формированием сигмоидальных трещин, возникающих в определенном поле напряжений. Размер вулканической цепи и интенсивность вулканизма также могут определяться тектоническим напряжением. Для объяснения малоглубинного магматизма необходимо допустить, что мантийный материал астеносферы находится вблизи точки плавления, хотя и может сильно варьировать по степени обогащенности и температурам солидуса. И, следовательно, незначительные изменения температуры или содержания летучих и просто состава могут вызывать большие объемы выплавок.

Показано, что из-за влияния ротационной компоненты при вращении Земли, плиты двигаются быстрее относительно подстилающей мантии. Если в последней окажется фрагмент неистощенного материала, то по отношению к плите он будет относительно стационарным и при прохождении под спрединговым хребтом и его плавлением на поверхности может образоваться вулканическое поднятие.

Сделан вывод, что линейные вулканические поднятия могут образоваться в результате самых разнообразных процессов как глубинных – плюмовых, так и малоглубинных – возникающих на уровне литосфера и определяемых динамикой перемещения плит. При этом малоглубинные тектонические процессы являются определяющими в формировании линейных вулканических поднятий. Локализация и механизм образования таких поднятий определяются не температурой, а полем напряжений в литосфере, термальным сжатием и расширением, особенностями структуры плиты, динамикой расплавов или присутствием неистощенного материала в мантии. Объем вулканизма зависит от степени неистощенности исходного мантийного материала, присутствия летучих компонентов, мощности плиты и в меньшей степени температуры.

Анализ магматизма, тектоники и геодинамики подводных хребтов привел к разработке концепции о вулканических горячих линиях.

Глубинная структура и геодинамика Колымо-Омолонской плиты (гравитационная модель)

Сложное тектоническое сооружение в бассейнах рек Яна, Индигирка, Колыма и Омолон, известное под названиями Колымского (срединного) массива [1], или Колымо-Омолонского супертеррейна [2], представляет собой ансамбль структур, отличающийся разнообразием тектоноформационных комплексов, характером магматических проявлений, тектонических деформаций и современной геодинамической активностью от примыкающих к нему складчато-надвиговых систем. В его пределах тесно сопряжены террейны с выраженным континентальным типом земной коры (допалеозойские метаморфические комплексы с полого дислоцированным палеозойско-мезозойским чехлом), палеозойские и раннемезозойские карбонатно-терригенные комплексы миогеоклинального типа во внутренней зоне «колымской петли» (Илинь-Тасская складчатая зона [3], или Омулевский террейн [2]), турбидитовые, аккреционные и островодужные комплексы, распространенные преимущественно на флангах структуры, выступы океанической коры (офиолитовые террейны) [2–4]. Сложность геологического строения Колымо-Омолонского супертеррейна (КОТ) обусловило неоднозначное понимание тектонической позиции, механизмов образования этой структуры и ее составных элементов настолько, что многие исследовали [1,3,4] отказались от рассмотрения КОТ как самостоятельного и целого.

Новые данные о глубинном строении КОТ были получены в результате анализа пространственных распределений вертикальных градиентов поверхности плотности сферических источников гравитационных аномалий (μ_z), эквивалентных плотностным неоднородностям широкого пространственного диапазона: $5 > \Delta H / D > 0,1$, где: ΔH – вертикальная мощность элементарного геологического тела; D – его горизонтальные размеры. Физико-математическое обоснование и методика построения объемных моделей $\mu_z(x, y, z)$ подробно описаны в работе [5], а сопоставление аномалий градиентов плотности (μ_z) с распределениями скорости сейсмических волн, электрических сопротивлений и тепловыми моделями земной коры и верхней мантии привело к выводу, что эта характеристика формализованного геологического пространства отображает степень жесткости тектонических сред. Максимумам μ_z -параметра соответствуют глубокометаморфизованные блоки и пластины древней континентальной коры и нижнего слоя литосферы, а минимумам – слои пониженнной вязкости в подкоровом слое верхней мантии и в астеносфере [5].

В разрезах тектоносферы Колымо-Омолонского супертеррейна до глубины 150 км от поверхности геоида (рисунок 1, фрагмент в) макси-

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

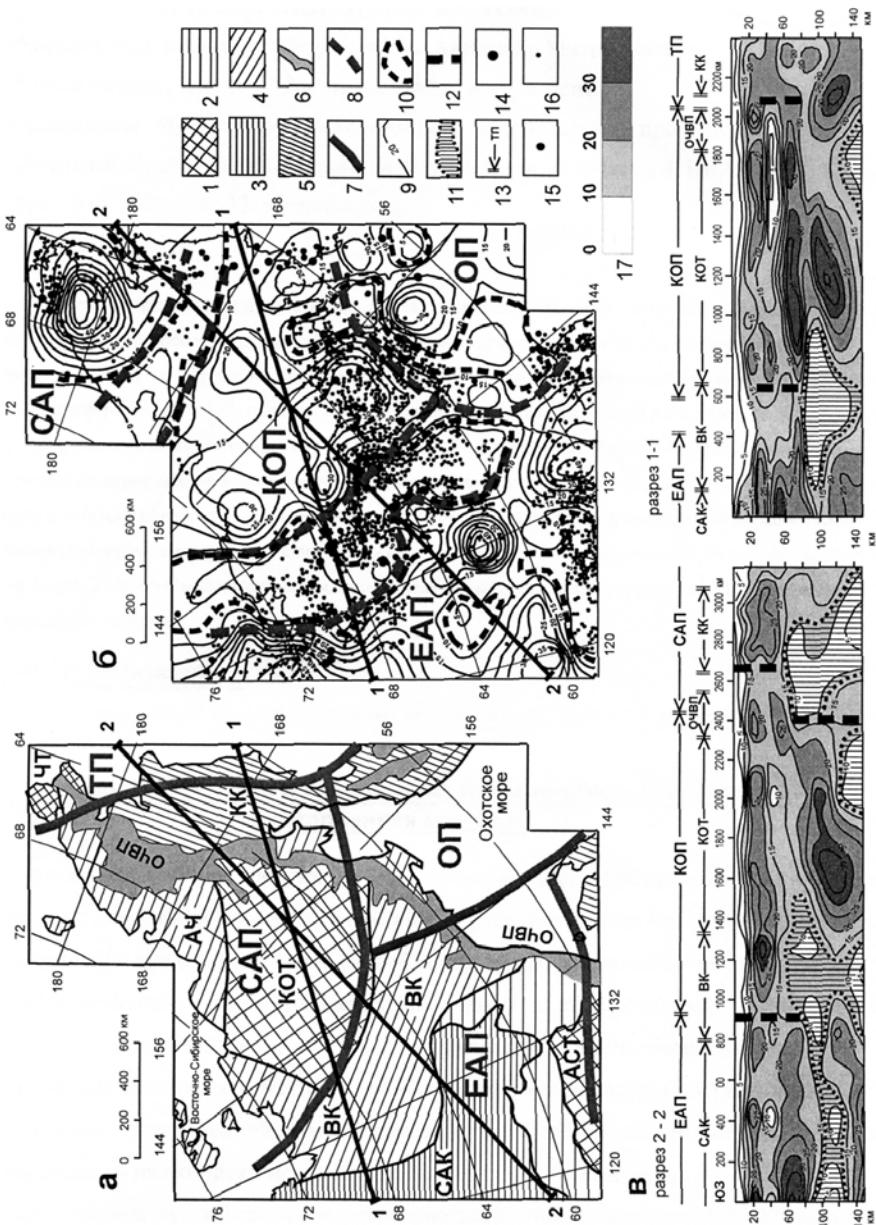


Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Восточной Азии [2,3] (а) и карта-срез градиентов плотности верхней мантии на глубине 85 км (б) с разрезами (в)

1 – террейны с дорифейской континентальной корой; 2,3 – плитный чехол Северо-Азиатского кратона: палеозойский и раннемезозойский (2), позднемезозойский (3); 4,5 – аккреционно-складчатые комплексы: палеозойские и раннемезозойские (4), позднемезозойские и кайнозойские (5); 6 – мел-палеогеновые вулканические пояса; 7,8 – границы литосферных плит: верхнекорровые (7) [1,6] и глубинные (8); 9 – изолинии параметра μ_z (10^{-2} кг / м² / км); 10,11 – астеносферные линзы в плане (10) и разрезе (11); 12 – глубинные разломы, 13 – границы тектонических структур на разрезах и их обозначения; 14–16 – эпицентры землетрясений [2] с магнитудами: > 6 (14), 4–6 (15), < 4 (16); 17 – шкала раскраски разрезов.

Обозначения структурных элементов: плиты: ЕАП – Евразиатская, САП – Северо-Американская, КОП – Колымо-Омолонская, ОП – Охотоморская, ТП – Тихоокеанская; террейны с корой континентального типа: АСТ – Алдано-Становой, КОТ – Колымо-Омолонский, ЧТ – Чукотский; аккреционно-складчато-надвиговые системы: ВК – Верхояно-Колымская, АЧ – Анюйско-Чукотская, КК – Корякско-Камчатская; ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс

мумами μ_z -параметра отчетливо проявлены две жесткие тектонические пластины, нижняя из которых – наклонная – соответствует субдуцированной Северо-Американской плите, а верхняя – представляет собой самостоятельный тектонический элемент – Колымо-Омолонскую буферную плиту (КОП) второго порядка, аналогичную Амурской и Охотоморской. Тектоническую обособленность КОП подчеркивает периферическое расположение аккреционных и вулканических островодужных комплексов, близких к аналогичным комплексам Камчатки и Курил, на юго-западных, северо-восточных и южных границах этой плиты [2–4]. От смежных литосферных сегментов КОП отделена выступами астеносферного слоя (см. фрагмент б, в) и резкими изменениями морфологических особенностей распределений градиентов плотности (признаками глубинных разломов). В разрезе 1–1 Колымо-Омолонской плиты наблюдаются два жестких слоя: коровый (интервал глубин 20–40 км) и нижний литосферный (50–80 км), которые разделены слоем пониженной вязкости (зоной низких значений μ_z -параметра). Такое распределение градиентов плотности сближает КОП со строением Амурской плиты [5, рис. 7]. В разрезе 2–2 (см. фрагмент 1-в) жесткость нижнего литосферного слоя понижена, а коровый слой на западных флангах КОП залегает на выступе астеносферного слоя. В свете полученных данных (см. фрагменты б, в) вопрос о западной границе Северо-Американской плиты может быть решен в пользу предположения Л.М. Парфенова [6], который проводил ее по офиолитам Южно-Анюйской зоны. На этой границе, вблизи меридиана 168, наблюдаются отчетливые признаки расщепления северо-американской литосферы (разрез 2–2), очень похожие на расщепление тихоокеанской верхней мантии в разрезах тектоносферы Охотского моря [5, рис. 3]. В допозднемезозойское время Колымо-Омолонская плита могла быть частью Северо-Американской плиты или плиты Кула, так же как Охотоморская плита – частью Катазиатской или Тихоокеанской.

Юго-западные глубинные границы КОП (см. фрагмент б) веерообразно (в срезах на глубинах: 0, 40 и 85 км) развернуты относительно приповерхностных контуров Колымо-Омолонского супертеррейна (см. фрагмент а) по часовой стрелке, что было возможным благодаря мезозойским гранитоидным магмам в среднем слое земной коры (меловой батолитовый пояс на юго-западных границах КОП) и двум слоям пониженной вязкости: подкоровому и астеносферному (см. фрагмент в). Такая модель принципиально согласуется с характером сдвиговых дислокаций на позднемеловой трансформной окраине Азии, в процессе которых происходили северо-восточные горизонтальные перемещения тектонических масс, прилегающих к континенту [7].

Западный и южный фланги Колымо-Омолонской плиты сейсмически активны в полосе шириной 500–600 км (см. фрагмент б), а неглубокое залегание эпицентров землетрясений (15–35, реже до 55 км [2]) позволяет уверенно коррелировать проявления сейсмичности с западным флангом тонкой (мощностью 25–35 км) жесткой пластины, залегающей на выступе астеносферного слоя в основании Колымо-Омолонской плиты (см. фрагмент в). В подкоровом срезе (на глубине 40 км) сейсмически активная зона – пояс Черского [2] – совпадает с зоной высоких градиентов плотности, простирающейся за пределы материка в акватории Охотского и Восточно-Сибирского морей. В Охотском море эта зона смыкается с Сахалинским поясом корово-мантийной сейсмичности, а в Северном Ледовитом океане – коррелируется с сейсмогенной зоной срединно-океанического хребта Гаккеля [2]. Такая корреляция указывает на наложенный характер сейсмического пояса Черского, пространственная связь которого с глубинными границами разновозрастных литосферных плит весьма опосредована. Кинематический анализ разрывных структур и расчеты векторов сейсмотектонических напряжений [2], в сочетании с приближением астеносферы до глубины 60 км (разрез 2–2, см. фрагмент в) свидетельствуют о том, что западной глубинной границей КОП является зона новейшего континентального спрединга.

Рассмотренные модели существенно дополняют и корректируют представления о тектонической природе Колымо-Омолонского супертеррейна. Они не претендуют на геологическую однозначность построений, однако, – будучи основанными на инаприорных формализованных расчетных процедурах в классе обратных задач гравитационного потенциала, обладающих внутренней (процедурной) единственностью решений, – они являются объективным источником информации. При дальнейших исследованиях эти модели могут найти применение в изучении дискуссионных вопросов происхождения и эволюции приповерхностных тектонических комплексов, палеогеодинамических реконструкциях и металлогенических прогнозах.

Литература

1. Натапов Л.М., Зоненшайн Л.П., Шульгина В.С. и др. Геологическое развитие Колымо-Индигирского региона и проблема Колымского массива // Геотектоника. 1977. № 4. С. 18–31.

2. Тектоника, геодинамика и металлогенез территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука / Интерпереводка». 2001. 571 с.
3. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта северо-востока Азии. Масштаб 1:1 500 000 / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Комитет по геодезии и картографии МПР РФ, 1992.
4. Соколов А.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н. и др. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
5. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43–59.
6. Парфенов Л.М. Схема тектоники Советского Дальнего Востока и некоторые вопросы магматизма // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 3–25.
7. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1635–1645.

А.Н. Петров¹

Изучение деформаций в реальной геологической среде с помощью кинематического анализа

Изучение тектонических движений сводится к поиску ответов на вопросы о том, какими были формы геологических тел изначально, как они изменялись с течением времени, какие силы вызвали эти изменения и что явилось причиной возникновения этих сил. Для нахождения ответов на эти вопросы определяющее значение имеют критерии, по которым выясняются допустимость или ложность суждений. Если суждения и выводы построены исключительно на эвристической основе, то критериями являются авторитет автора, аналогии, здравый смысл и т.д. Такие выводы невозможно ни доказать, ни опровергнуть, так как они не поддаются ни количественному, ни логическому анализу.

Подход к изучению тектонических процессов, называемый разными авторами тектонофизикой, физической тектоникой, геомеханикой и т.д., базируется на законах механики, использующих эмпирический материал и мощный математический аппарат этой науки, что позволяет привлечь для изучения геологических процессов эксперимент и математическое моделирование. Результаты исследований, проведенных на такой основе, поддаются количественным оценкам и могут быть подвергнуты строгому анализу. Методы механики сплошных сред успешно применяются во многих естественных и технических дисциплинах. Однако, учитывая специфику геологических исследований, следует признать, что объем достоверного фактического материала, который можно подвергнуть обработке методами, применяемыми в традиционных областях приложения механики, крайне ограничен. Задачи геологии существенно отличаются и по преследуемым целям. В отличие от большинства тра-

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

диционных задач механики, когда нужно предсказать ход процесса, зная законы, которым он подчиняется, задачи геологии направлены на получение выводов о завершившемся процессе по его результату. Такие задачи в принципе не могут иметь однозначных решений.

Указанные особенности геологии побуждают искать подходы, приемлемые для достижения преследуемых ею целей и учитывающие ее реальные возможности. Автор предлагает при изучении тектонических движений сосредоточить внимание на анализе кинематики – геометрических свойств движения [1,2].

С точки зрения кинематики движение представляется как последовательность конечных деформаций – геометрических преобразований, в результате которых первоначальные конфигурации тел трансформируются, изменяя свое положение в пространстве и приобретая новые формы. Условия, которым необходимо отвечать эти преобразования, хорошо изучены, проанализированы и описаны в обширной литературе по механике сплошных сред. Они сформулированы в виде аксиом и доказанных теорем [1].

Именно для целей геологии кинематический анализ представляется наиболее приемлемым. Мы располагаем сведениями о залеганиях тел в настоящее время. Эти данные проверяемы и в принципе могут пополняться. На их основе создаются геометрические модели изучаемой структуры (карты, разрезы, блок-диаграммы и т.п.). В основе выводов о самом наличии деформаций, так или иначе, лежат представления о первоначальных формах тел. В частности, наличие складчатости базируется на предположении, что нормальным залеганием слоев является субгоризонтальное; выводы о смещениях по разрывным нарушениям основаны на предположении, что геологические границы, в настоящее время разобщенные, первоначально были непрерывными и т.д. С точки зрения кинематики геометрическая модель допустима в том случае, если представления о первоначальных формах тел и данные об их формах в настоящее время соответствуют друг другу. Иными словами, существует такое преобразование, допустимое с точки зрения механики сплошных сред, в результате которого начальные формы трансформируются в актуальные. В уравнениях кинематики содержатся только геометрические параметры. Объемные силы, напряжения и физические свойства изучаемой среды в них не фигурируют. В связи с этим нет необходимости прибегать к гипотезам, проверить которые в реальном времени невозможно. При такой постановке вопроса изучение форм геологических тел и изучение деформаций представляются как взаимосвязанные задачи.

Удобным способом описания деформаций является деформационная сетка. Суть ее состоит в отображении недеформированного состояния в виде трех семейств параллельных плоскостей, разбивающих пространство на равновеликие прямоугольные элементы, а результат деформации – в виде поверхностей, разбивающих пространство на криволинейные элементы. При достаточно дробном разбиении каждому прямоугольно-

му элементу в недеформированном состоянии соответствует косоугольный параллелепипед, а вписанной сфере – эллипсоид. С помощью такой сетки характер проицедших изменений представляется наглядно и выразительно, поддаваясь при этом количественной оценке. Свойства, которыми обладают деформации, гораздо легче объяснить в терминах, описывающих деформационную сетку, нежели с помощью принятых в механике систем дифференциальных уравнений.

Кинематическая модель формирования структуры представляется в виде последовательности конфигураций, отображающих формы геологических тел в ключевые моменты эволюции, и деформационных сеток, обеспечивающих переход из одного состояния в другое. Деформационные сетки могут служить предметом анализа, позволяющего получать ценную информацию о свойствах тектонических движений. Одним из направлений такого анализа является количественная оценка деформаций, позволяющая выразить в измеримых величинах такие интуитивные понятия, как слабая, умеренная или интенсивная дислоцированность. Другим направлением является воссоздание полей напряжения. Притом, что при создании самих деформационных сеток используются только геометрические параметры, суждения о распределении напряжений в разные моменты геологического времени могут быть получены, при принятии дополнительных гипотез, исходя из анализа деформационных сеток. Так, предположения о вязкотекущем поведении литосферы в масштабах геологического времени позволяют связать главные оси эллипсоидов, описывающих конечные деформации, с главными осями напряжений. Это дает возможность получить наглядную картину того, как изменились направления сил в деформируемой среде в траекториях главных осей. Предположение о моментально упругой реакции материала на напряжения позволяет рассчитать, используя параметры Ламе, интенсивность напряжений, выраженную в условных единицах. Это помогает выявлять участки концентрации и ослабления напряжений.

Кинематический анализ может найти применение при решении 'широкого спектра задач, представляющих интерес как для научных, так и для практических целей. Отметим некоторые из них.

Компьютерное моделирование кинематики тектонических процессов. Представляет собой численные эксперименты, позволяющие путем последовательности преобразований из конфигураций, отражающих начальные состояния геологических тел, получить формы тел, аналоги которых либо уже описаны в природе, либо существование которых можно предположить. Главная задача состоит в поиске функций, которые, отвечая необходимым условиям, позволяют манипулировать параметрами и изменять свойства деформационных сеток. Цель таких экспериментов: изучить теоретически возможные ситуации, которые могут возникать в процессе формирования геологических структур.

Анализ геометрических моделей геологических структур. Формы геологических тел в настоящее время являются источником информации

о тектонических процессах. В складчатых структурах в стратифицированных отложениях поверхности, первоначально совпадавшие с горизонтальными плоскостями, примерно совпадают со стратиграфическими границами. В этом случае для построения деформационной сетки необходимо найти вспомогательные поверхности, разбивающие каждый слой на равновеликие элементы. Эти поверхности интерпретируются как результат деформации плоскостей, первоначально ориентированных вертикально. При изучении разрывных нарушений в качестве исходных данных служит конечное число точек, по которым определяются направления и величины смещений. По этим данным находится преобразование, которое, отвечаая необходимым условиям, обеспечивает выявленные смещения. Для воссоздания кинематической модели сложной складчато-разрывной структуры необходимо выделить этапы ее образования и наметить их последовательность. С помощью деформационной сетки, соответствующей последнему этапу, реконструируется его начальное состояние. Полученная конфигурация подвергается такому же анализу. Эти действия повторяются до тех пор, пока не будут реконструированы начальные состояния наиболее древних тел.

Построение геометрических моделей с учетом кинематики тектонических движений. Для создания компьютерных моделей, отражающих формы геологических тел в настоящее время, необходим фактический материал, представленный в виде измеримых величин, и вычислительные процедуры, позволяющие по точечным данным составить уравнения поверхностей, соответствующих геологическим границам. В подавляющем большинстве случаев эта задача имеет множество решений, причем иногда взаимоисключающих. Представление уравнений моделируемых поверхностей в виде уравнений кинематики позволяет сократить количество возможных вариантов, исключая явно противоречивые.

Литература

1. Петров А.Н. Математическое моделирование тектонических движений при изучении геологических структур. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 130 с.
2. Петров А.Н., Кашина А.П., Серова С.Н., Чехов Д.А. Математические методы и разработка компьютерных программ для геологических исследований// Применение персональных ЭВМ в геологических исследованиях. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 6–22.
3. Трудсдэлл К. Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. М.: Мир, 1975. 592 с.

Латеральное районирование зоны Главного Уральского разлома

Зона Главного Уральского разлома (ГУР) является одной из крупнейших шовных зон Евразии, она отделяет комплексы восточной окраины Восточно-Европейской платформы от аккрециированных и обдуцированных гетерогенных структур. Протяженность зоны Главного Уральского разлома (ГУР) составляет более 2000 км при ширине 5–20 км. Для зоны ГУР характерно широкое развитие бластомилонитов, тектоногенных микститов, динамосланцев и эклогит-глаукофансланцевых комплексов, а также многоэтапной складчатости и разрывных нарушений. Область структурной переработки, связанной с тектоническими движениями по Главному Уральскому разлому, часто охватывает и смежные блоки палеоконтинентального и палеоостроводужного секторов, как правило, отделяемые от менее метаморфизованных фрагментов сдвигонадвигами, сдвиго-сбросами и сдвигами.

Зона Главного Уральского разлома может быть разделена на несколько сегментов, характеризующихся своеобразием геологического строения и минерагении – Полярноуральский, Североуральский, Среднеуральский и Южноуральский.

Полярноуральский сегмент характеризуется наличием крупных альпинотипных габбро-ультрамафитовых массивов (Сыум-Кей, Рай-Из, Войкаро-Сынинский), почти повсеместным развитием серпентинитового меланжа и зон эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма. Главный Уральский разлом в этом районе отделяет крупные альтохтонные ультрамафитовые массивы от складчато-шарьяжной структуры, сложенной глубоководными осадками Лемвинской структурно-формационной зоны, и от Харбейского гнейсово-амфиболитового блока. Ультрамафиты имеют неопротерозойские датировки по цирконам и металлам платиновой группы из хромитов [7, 1] и девонский возраст равновесия Sm-Nd изотопной системы [9, 6]. Возможно, эти датировки отражают, соответственно, процессы интенсивной флюидной переработки и деплетирования мантии, приведшие к формированию офиолитового комплекса, и эпоху выведения мантийных блоков на верхнекоровий уровень. Между офиолитами и глубоководными осадками располагаются блоки габбро-гранулитов хордьюсского комплекса с неопротерозойскими датировками и геохимическими особенностями, сближающими их с габброидами Платиноносного пояса Урала [5, 2]. К востоку от офиолитов распространены девонские вулканогенные и интрузивные образования.

Североуральский сегмент (Приполярный и Северный Урал) характеризуется развитием, наряду с серпентинитовым, полимиктового меланжа, имеющего черносланцевый матрикс, и проявлением глаукофансланцевого

¹ ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция» (УГСЭ), Екатеринбург, Россия

метаморфизма. Ультрамафитовые массивы в пределах этого сегмента имеют небольшие размеры, лентообразную в плане форму и пространственно приурочены к черносланцевому комплексу. Главный Уральский разлом отделяет раннепалеозойские и допалеозойские сланцевые и амфиболит-гнейсовые комплексы Ляпинско-Кутимского антиклиниория от вулканитов и плутонитов ордовикско-девонской Тагильской палеостроводужной системы. Массивы Платиноносного пояса располагаются восточнее шовной зоны и тел дунит-гарцбургитового комплекса, в последнее время появляются данные о наличии в их составе блоков неопротерозойских ультрамафитов и габбро [4, 3], слагающих, совместно с силурийскими и девонскими магматитами, крупные полиформационные плутоны. Очевидно, неопротерозойские ультрамафит-габбровые серии входят в состав фундамента Тагильской палеостроводужной системы.

Среднеуральский сегмент, своеобразие которого заключается в почти полном отсутствии ультрамафитов, серпентинитового меланжа и проявлений глаукофансланцевого метаморфизма. Неопротерозойские толщи Кваркушско-Каменногогорского антиклиниория отделяются от комплексов Тагильской мегазоны довольно широкой полосой зеленосланцевых бластомилонитов и динамосланцев, развивающихся по позднерифейским (?) и раннепалеозойским толщам пассивной окраины палеоматерика, фрагментам океанической коры и раннеостроводужным комплексам. Так же, как и на Северном Урале, массивы Платиноносного пояса располагаются восточнее шовной зоны, и осадки палеозойского континентального склона контактируют с ордовикскими (?) офиолитами, перекрываемыми позднеордовикско-раннесилурийскими колчеданоносными базальт-риолитовыми сериями.

Южноуральский сегмент имеет весьма сложное строение, что обусловлено пространственным совмещением крупных Серовско-Маукской и Салатимской (собственно Главной Уральской) разломных зон. В его пределах широко распространены разнообразные меланжевые комплексы, вновь появляются крупные ультрамафитовые массивы (Кемпирсайский, Хабарниковский и др.) и эклогит-глаукофансланцевые комплексы (Максютовский). Восточнее ультрамафитов, так же, как и на Полярном Урале, широко распространены девонские вулканиты, возраст равновесия Sm-Nd изотопной системы в офиолитах также девонский [8].

Анализ состава и возраста комплексов различных сегментов зоны Главного Уральского разлома приводит к выводу о том, что южнее Уфимского выступа и севернее Кожымского поднятия комплексы Тагильской позднеордовикско-раннедевонской палеостровной дуги тектонически перекрыты пластинами неопротерозойских офиолитов и девонских вулканогенных и интрузивных образований. Силурийские морские осадки и вулканиты, известные в составе тектонических фрагментов в Магнитогорской мегазоне и на Полярном Урале, могут быть скоррелированы с аналогичными по составу и возрасту стратонами Восточно-Уральской мегазоны, соответствуют также возрасты и составы де-

вонских колчеданоносных вулканических комплексов Магнитогорской мегазоны на Южном Урале и Алапаевско-Теченской зоны Восточно-Уральской мегазоны на Среднем Урале. Колчеданоносные базальт-риолитовые серии, сопоставимые с рудоносными позднеордовикскими и раннесилурийскими формациями Тагильской мегазоны, присутствуют в аллохтонном залегании в Медногорском районе Южного Урала, западнее крупных оphiолитовых пластин и девонских вулканитов.

Таким образом, комплексы палеозойской континентальной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента по зоне Главного Уральского разлома контактируют с различными структурами. На Среднем и Северном Урале – это образования позднеордовикско-раннесилурийской палеостроводужной системы, на Полярном и Южном – преимущественно девонские островодужные комплексы. Можно предположить, что на Полярном и Южном Урале образования Тагильской мегазоны тектонически перекрыты, их фрагменты присутствуют в виде блоков в зоне ГУР (Хордьюсский комплекс Полярного Урала) или в составе пластин аллохтонного комплекса западнее главного шва (Медногорский район Южного Урала).

Литература

1. Гурская Л.И., Смелова Л.В. Платинометальное минералообразование и строение массива Сы-ум-Кей (Полярный Урал) // Геология руд. месторождений. 2003, том 45, №4. С. 353–371.
2. Ефимов А.А., Потапова Т.А. О протолите высокобарических метагабброидных комплексов в оphiолитах Полярного Урала (данные по геохимии редких земель) // Ежегодник-2002 Института геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С.230–234.
3. Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. и др. Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: Материалы Междунар. науч. конф. (XII чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. С. 110–113.
4. Попов В.С. Геологические обстановки формирования дунит-верлит-клинопироксенитовых ассоциаций: общие и специфические черты // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: Материалы Междунар. науч. конф. (XII чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. С. 44–48.
5. Ремизов Д.Н., Юдин В.В., Григорьев С.И. Геодинамическая позиция высокобарических комплексов Полярного Урала // Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2002. № 4. С. 4–10.
6. Ронкин Ю.Л., Прямоносов А.П., Телегина Т.В. и др. Дунит-гарибургитовый и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплексы Полярного Урала: REE и Sr-Nd ограничения // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: ГЕОС. Тез. докл. М.: 2000. С. 302–305.
7. Савельева Г.Н., Шишкин М.А., Ларионов А.Н. и др. Тектономагматические события позднего венда в мантийных комплексах оphiолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: Материалы Междунар. науч. конф. (XII чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. С. 160–164.
8. Edwards R.L., Wasserburg G.J. The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 72. P. 389–404.
9. Sharma M., Wasserburg G.J., Papamastassiou D.A. et al. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // Earth Planet Sci. Lett. 1995. V. 135. P. 101–114.

Отличительные особенности некоторых параметров геосфер в период глобальных биотических кризисов

Анализ геологической летописи свидетельствует о дискретном, импульсном развитии природных систем. Импульсы активных преобразований биосфера иногда достигают размеров катастроф или глобальных кризисов и не имеют строго выраженной периодичности. Главным критерием для выделения рубежей глобальных кризисов биосфера является аномальность важнейшей характеристики биосфера – таксономического разнообразия биоты, резко уменьшающегося в периоды массовых вымираний. Представляет интерес параметрически оценить некоторые характеристики косной вмещающей среды (стратисфера, гидросфера и атмосфера) в эти периоды.

Общепризнанно, что глобальная перестройка биосфера, обладающей исключительной гомеостатической устойчивостью, может быть вызвана только специфической цепочкой событий, системой причин, а не одной «главной». Спусковая причина может выглядеть главной, но в другой временной обстановке ее воздействие не так эффективно. Поэтому, даже признавая важную роль в эволюции биосфера слабо прогнозируемых мощных импактных событий, полезно оценить совокупность первичных причин, стоящих в начале ряда, приводящего к кризису биосфера. Речь идет, прежде всего, о действии космических факторов, изменяющих ротационный режим и магнитное поле планеты. Именно эти факторы на уровне галактических циклов управляют геодинамическим сценарием, перераспределяя внутренние напряжения в теле Земли, изменения общий характер палеоландшафта и климата. В качестве основы для анализа ограничимся рассмотрением только глобальных биотических кризисов в фанерозое, играющих принципиальную роль в эволюционном процессе. Согласно критериям, предложенным А.С. Алексеевым [1] в фанерозое выделяется четыре временных интервала глобальных массовых вымираний – на границах: мела–палеогена (≈ 65 млн лет), триаса–юры (≈ 203 млн лет), Перми–триаса (≈ 250 млн лет), ордовика–силура (≈ 435 млн лет).

Попытки напрямую согласовать биостратиграфические рубежи с параметрами Солнечной орбиты представляются слишком упрощенными, но как первый шаг анализа вполне допустимы. Максимальная скорость осевого вращения Земли характерна для так называемого летнего сезона аномалистического галактического года в период прохождения солнечной орбитой апогалактического сектора. Минимальная скорость осевого вращения – в зимний сезон галактического года, в период прохождения перигалактического сектора. Из четырех периодов глобальных вымираний – три падают на летний сезон галактического года и лишь рубеж Т₃–J₁ приходится на конец лета, начало осени (таблица).

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

Некоторые характеристики геосфер в периоды глобальных биосферных кризисов

Общие характеристики планеты и отдельных ее геосфер	Значения характеристик на рубежах массовых вымираний (МВ)			
	K ₂ -E ₁	T ₃ -J ₁	P ₃ -T ₁	O ₃ -S ₁
Сезон галактического аномалистического года	лето	начало осени	лето	лето
Палеointенсивность (H_a) магнитного поля: мкТл [4]	38	19,2	18,5	5,2
Среднее значение палеointенсивности в фанерозое (n=39) $H_a = 25,6 \pm 12,8$; min $H_a = 1,8$; max $H_a = 55,4$				
Доля палеointенсивности от среднего значения в фанерозое в период МВ	148%	75%	72%	20%
Дипольный момент (DM) $A m^2 10^{22}$ [4]	7	3,5	3,9	1,1
Среднее значение дипольного момента в фанерозое (n=39) $DM = 4,3 \pm 2,2$; min DM = 1,8; max DM = 55,4				
Доля дипольного момента от среднего значения в фанерозое в период МВ	163%	81%	91%	25%
Масса захороненного C_{opr} , 10^{13} т [3]	8	22	7	10
Среднее значение захороненного $C_{opr} 10^{13}$ т в фанерозое (n=28) $C_{opr} = 25 \pm 17$; min $C_{opr} = 4$; max $C_{opr} = 66$				
Доля захороненного C_{opr} от среднего значения в фанерозое в период МВ	32%	88%	32%	40%
Масса биогенного кислорода (O_2) 10^{12} т [3]	106,7	293,3	93,3	133,3
Среднее значение массы биогенного кислорода в фанерозое (n=28) $O_2 = 338,1 \pm 230,6$; min $O_2 = 53,3$; max $O_2 = 880,0$				
Доля массы биогенного кислорода от среднего значения в фанерозое в период МВ	31%	87%	27%	39%
Разность средней температуры воздуха в геологическом прошлом и в современную эпоху (C°) [2]	6,6	8,3	8	10,4
Среднее значение разности температуры воздуха в геологическом прошлом и в современную эпоху (C°) за период фанерозоя (n=28) $C^\circ = 6,6 \pm 2,4$; min = 2,3 C° max = 11 C°				
Различие (в %) между средним значением разности температур в фанерозое и разностью температур в период МВ	0%	26%	21%	58%

Для летних сезонов с увеличением скорости ротации увеличивается полярное сжатие; происходит отток пластичных масс в экваториальный сектор; площадь поверхности сектора увеличивается и происходит его

радиальное поднятие; понижается главный базис денудации – уровень Мирового океана; расширяются регрессии; эрозионное расчленение рельефа становится более контрастным; усиливается аридизация климата; увеличивается площадь ледников; уменьшается продолжительность светового дня, снижая продуктивность растительного покрова; происходит перестройка не только континентальных, но и морских и океанических ландшафтов. В результате эвстатического понижения уровня океана происходит сокращение площади шельфа, т. е. ликвидируются места обитания самой продуктивной группы донных морских организмов, бентоса. Островодужный и окраинно-континентальный магматизм, представленный массовым излиянием базальтов на морское дно, стимулирует гигантские выбросы метана, находившегося в виде ледяных газогидратов над поверхностью морского дна, что приводит к аноксии и массовому замору. В целом условия, благоприятные для развития жизни, как на континентах, так и в океанах, сужаются. Однако количественные характеристики отдельных элементов цепи событий могут существенно варьировать, определяя масштаб вымираний. Этот масштаб хорошо оценивается по массе захороненного C_{org} и массе биогенного кислорода (см. таблицу).

Сопряженность ротационных, палеомагнитных, геодинамических, климатических и собственно биосферных событий – ключ к пониманию возникновения биотических катастроф. Скорость вращения Земли вокруг оси тесно скоррелирована с характеристиками магнитного поля – палеоинтенсивностью и дипольным моментом. Эти параметры на рубежах глобальных вымираний, кроме мел-палеогенового эпизода, уменьшаются, по сравнению со средними значениями для всего фанерозойского периода (см. таблицу). Уменьшение палеонапряженности магнитного поля вызывает ослабление магнитного экрана, усиление воздействия жесткого электромагнитного излучения Солнца на поверхность Земли, т. е. увеличивает вероятность губительных мутаций. С нашей точки зрения «незакономерное» увеличение палеоинтенсивности магнитного поля и дипольного момента на границе мела и палеогена связаны с особой причиной, нехарактерной для других глобальных событий вымирания в фанерозое. Большинство исследователей признают импактную модель генерации мел-палеогенового кризиса биосфера. Именно с этим экстраординарным событием может быть связано обусловленное мощным механическим ударом крупного космического тела – астероида или кометы – смещение центра тяжести планеты. В результате уменьшилась скорость вращения Земли вокруг своей оси. Гравитационная неустойчивость увеличила палеонапряженность магнитного поля и величину дипольного момента. Таким образом, мы имеем дело как раз с тем случаем, когда исключение подтверждает правило: периоды глобальных катастроф, за исключением импактных событий, совпадают с уменьшением интенсивности магнитного поля. В обобщенном виде показатели палеоинтенсивности магнитного поля и дипольного момента в эпохи трех главных вымираний меньше среднего значения для фанерозоя более чем на 50%. (см. таблицу).

Галактическая цикличность – первое, но недостаточное условие возникновения масштабных катастроф. Космоциклы только задают спектр возможностей, но уровень масштабной реализации определяется внутритерризовыми причинами, прежде всего цикличностью специфического географического распределения материковых и океанических масс на поверхности Земли. Особый эффект появляется в ходе резонанса циклов. Исследования в этом направлении сулят более детальную расшифровку причин временной неоднородности биотических кризисов.

Итак, законы изменения геосфер – среды обитания биоты – формируются на планетарном уровне и существенно влияют на динамику развития растительного и животного мира. Ротационный и тесно связанный с ним палеомагнитный факторы – родоначальники цепи событий, в ходе которых может наступить биосферная катастрофа. Малая селективность глобальных катаклизмов, затрагивающих как обитателей суши, так и моря, не вписывается в принципы естественного отбора. Однако использование некоторыми авторами термина «недарвиновская» эволюция представляется неудачным, ибо в рамках анализа внутрибиотических процессов ключевые понятия дарвиновской триады: изменчивость, наследственность, отбор – непоколебимы. При расширении анализа взаимосвязей до геосферно-биосферного уровня, очевидно более адекватным будет термин «наддарвиновская» эволюция. Катастрофы – вериги наддарвиновской эволюции, ее неизбежные спутники, жестоко реализующие закон вечного обновления природы, слепая сила вполне закономерного квазициклического проявления аномальных характеристик среды обитания живых организмов.

Литература

1. Алексеев А.С. Массовые вымирания в фанерозое: Автореф. дис...д-ра геол.-минерал. наук. М., 1998.
2. Будыко М.И. Изменения термического режима атмосферы в фанерозое // Метеорология и гидрология. 1981. № 10. С. 5–10.
3. Молчанов В.И., Параев В.В. Фанерозойская история взаимодействия геосфер (в развитие творческого наследия академика А.Л. Яншина) // Вестн. ОГГТГН РАН, 2000. № 4(14).
4. Печерский Д.М. Поведение палеоинтенсивности и других характеристик палеомагнитного поля в неоге // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38, № 4. С. 180–189.

В.Ф. Подурушин¹

Геодинамические волны мелового периода в Западной и Центральной Сибири

Согласно [6], меловая часть осадочного чехла Западно-Сибирской плиты (ЗСП) сложена чередующимися толщами параллельно-слоистого и клиноформного строения (рис. 1). Первые занимают стратиграфичес-

¹ ОАО «ВНИИзарубежгеология», Москва, Россия

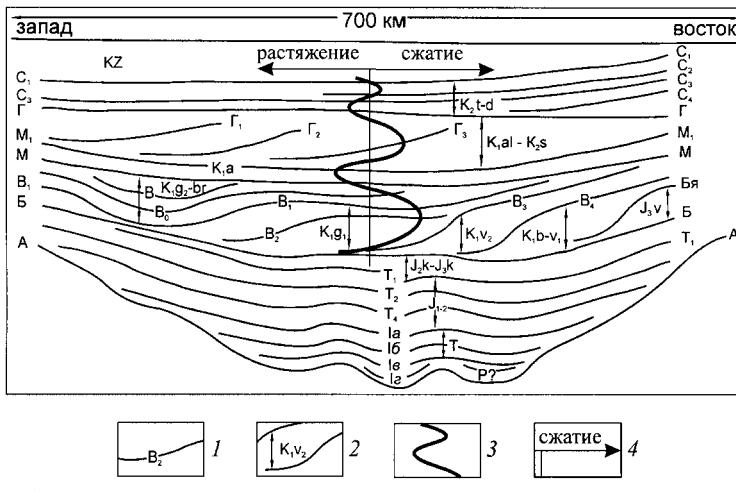


Рис. 1. Геодинамическая интерпретация меловой части принципиальной сейсмостратиграфической схемы осадочного чехла ЗСП (сейсмостратиграфические данные заимствованы из:[6])

1 – сейсмические горизонты; 2 – интервалы стратиграфического разреза; 3 – линия графика геодинамической силы; 4 – оси графика геодинамической волны

кие интервалы апта (сейсмические горизонты М–М'), турона (сейсмический горизонт Г) и пограничные слои мела–палеогена (сейсмический горизонт С₁). Вторым соответствуют интервалы неокома, позднего апта–сеномана и конька–кампана. Снизу вверх по разрезу последовательно снижается объем клиноформных толщ [4], уменьшается выразительность их структуры: углы наклона неокомских сейсмических горизонтов В–В₄ значительно круче, чем в альб–сеноманской толще (горизонты Г₁–Г₃) и, тем более, в коньк–кампанных отложениях (горизонты С₂–С₄) (см. рис.1).

Первичная структура и объем осадочных толщ тесно связаны с геодинамикой времени их накопления. Образование параллельной слоистости в крупных бассейнах возможно в условиях регионального погружения, создающего обширный водоем – вместилище поступающих осадков и снижающего энергию обрамляющего рельефа. В этом случае преимущественно глинистый материал из области денудации медленно и равномерно осаждается на площади морского дна, в глубоководной части отлагаются конденсированные тонкообломочные и кремнистые осадки. Нисходящие движения в мобилистской геодинамике, как правило, связываются с действием горизонтальных растягивающих сил [7].

Клиноформные комплексы отлагаются в бассейне, обрамление которого испытывает значительное воздымание и, следовательно, находится в состоянии сжатия [7]. В данной ситуации большие объемы разнозернистого обломочного материала, перемещенного из области денудации, заполняют осадочный бассейн путем бокового наращивания.

Современная структура чехла ЗСП также свидетельствует о том, что в ее границах максимальный для мелового периода импульс сжатия проявился в неокоме, приведя к инверсии юрских прогибов восточной части Мессояхского порога [1]. С более поздним и менее интенсивным воздыманием связан размыт нижнеантской глинистой покрышки в субширотной полосе Нижнего Приобья [5]. По-видимому, данный эпизод относится ко второй половине апта. Еще более слабое сжатие в конъяке–кампане заметно не отразилось на структуре Внутренней области ЗСП, однако ее восточный борт и прилегающее к нему обрамление были приподняты [3].

Исходя из вышеупомянутых соображений и предполагая в первом приближении мощность клиноформных толщ пропорциональной величине сил сжатия, на рис.1 приведем геодинамическую интерпретацию меловой части сейсмостратиграфической схемы платформенного чехла ЗСП [6]. На рисунке видны волны сжатия–растяжения в интервалах: 1 – неоком – ранний апт, 2 – поздний апт – турон, 3 – конъяк – начало кайнозоя; заметно последовательное затухание динамических импульсов во времени, очевидно, обусловленное постепенным ослаблением их энергетического источника или его удалением от рассматриваемой области.

Перенос полученного графика на геохронометрическую шкалу (рис. 2) показал, что в течение мелового периода поле напряжений северо-восточного, восточного и юго-восточного обрамления ЗСП преимущественно характеризовалось сжатием, чередовавшимся с менее продолжительными интервалами относительного растяжения.

Источником рассматриваемых волн, очевидно, явились процессы конвергенции, происходившие на различном удалении к северо-востоку, востоку и юго-востоку от ЗСП и вызвавшие надвигание таймырской оконечности Карской плиты и коллажей аккреционных террейнов на опущенные края Сибирского кратона, возродившие горный рельеф Алтая-Саянской складчатой области. По направлению к центру древнего кратона и далее к ЗСП интенсивность сжатия слабела.

Полученные результаты подтверждают высказанную ранее точку зрения на распространение энергии тектонических процессов в форме весьма длиннопериодных волн [2]. Рис. 2 дает основание полагать, что класс геодинамических волн, связанный с коллизионными событиями, отличается преобладанием во времени (и, видимо, по интенсивности) полуволн сжатия над полуволнами растяжения.

Литература

1. Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Дещенко Н.П., Мишульский М.И. Региональные поперечные и инверсионные структуры Западно-Сибирского бассейна // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: В 2 т. М.: ГЕОС, 1999. С.103-106. (Материалы XXXII Тектонич. совещ. Т. 1).
2. Подурушин В.Ф. Геодинамические волны как следствие коллизионного столкновения литосферных плит // Области активного тектогнеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС 2006. С. 113–115 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 2).
3. Рудкевич М.Я. Палеотектонические критерии нефтегазоносности. М.: Недра, 1974. 184 с.

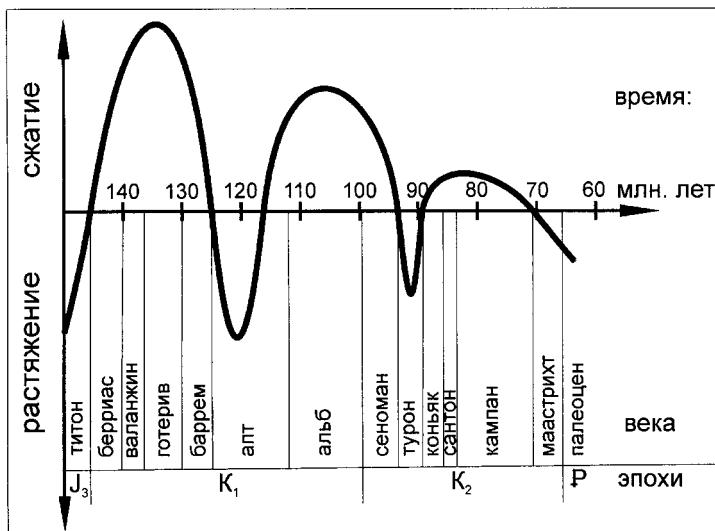


Рис. 2. Хронометрия меловых геодинамических волн Западно-Сибирской плиты

4. Рудкевич М.Я., Глухоедов Ю.М., Максимов Е.М. Тектоническое развитие и нефтегеологическое районирование Западно-Сибирской провинции. Свердловск: Среднеуральское кн. изд-во, 1976. 172 с. (Тр. ЗапСибНИГИ, Вып. 92).
5. Рудкевич М.Я., Озеранская Л.С., Чистякова Н.Ф. и др. Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна. М.: Недра, 1988. 303 с.
6. Соседков В.С., Сурков Ю.Н. Региональная сейсмостратиграфия мезозоя севера Западной Сибири // Сейсморазведка для литологии и стратиграфии. Тюмень: ЗапСибНИГИ, 1985. С. 30–41.
7. Суворов А.И. Тектоническая расслоенность и тектонические движения // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С 34–48.

А.И. Полетаев¹

Орбитальное обращение, ротация и тектоническое вращение – основные источники структурирования Земли и планет земной группы

Вращательные (ротационные или вихревые) процессы, широко развитые не только в космосе, но и в атмосфере, гидросфере и литосфере Земли, имеют длительную и весьма противоречивую историю изучения, связанную с именами ученых разных эпох, стран и научных направлений [1–29].

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

Так, например, уже в первой половине XVII в. в работах И. Кеплера (1571–1630) и Р. Декарта (1596–1650) было показано, что именно вращательное движение может рассматриваться как «характерное свойство ... Вселенной» [5, с. 8]. Причем, настолько характерное, что впоследствии именно на базе вихревой космогонии была разработана небулярная гипотеза, известная ныне под именами И. Канта (1724–1804) – П. Лапласа (1749–1827).

И даже более поздняя гипотеза образования Солнечной системы в результате конденсации околосолнечного газопылевого облака О.Ю. Шмидта (1891–1956) в основе своей опиралась на вращательный эффект отдельных частиц «протопланетного» вещества.

Начиная с конца XIX, но особенно со второй половины XX в., в геологической печати стали постоянно появляться данные о роли и значении вращательных движений в структурировании литосферы, т. е. твердой оболочки Земли [1, 5, 6, 8, 10, 11, 15, 16, 19].

В начале XXI в. в отечественном геологическом сообществе произошло знаковое событие: в рамках XXXV Тектонического совещания [24], состоявшегося в 2002 г. и посвященного проблемам тектоники и геофизики литосферы, примерно в каждом седьмом (!) докладе [20] в той или иной мере рассматривались теоретические, планетарные или региональные проблемы ротогенеза.

Судя по материалам указанного совещания, эффекты тектонического вращения в литосфере Земли были опознаны и описаны в самых различных регионах: от Кольского полуострова (на севере) до Юго-Западной Африки (на юге), от центра Русской плиты (на западе) до Сахалина (на востоке), а «возраст» отложений, в которых были зафиксированы «следы» вращательных движений, колеблется от докембрийского до современного.

Примечательно, что в арсенале методов, с помощью которых в настоящее время выявляются и изучаются вращательные движения, могут быть названы: геологическое картирование и палеомагнитный анализ, линеаментный анализ и анализ структурных рисунков, сейсмические данные и данные GPS, и др.

Поскольку перечисленные выше методы являются независимыми, примененными разными исследователями и в разное время, достоверность полученных с их помощью результатов не может вызывать сомнений.

Не вызывает сомнений и то, что, по мере накопления фактического материала, вероятно, появится насущная необходимость рассматривать процесс образования и внутреннего структурирования Земли как результат активного и постоянного взаимодействия и взаимовлияния вращательных процессов трех масштабных уровней: орбитального обращения Земли вокруг Солнца (а вместе с Солнцем и другими планетами Солнечной системы – вокруг некоего Галактического центра), ротации Земли вокруг собственной оси и тектонического вращения отдельных блоков планеты.

При этом понятно, что именно орбитальное обращение некоего протопланетного материала привело к образованию самой древней – заро-

дышевой – протоструктуры Земли с ее характерной дихотомичностью [28]; собственно ротационная составляющая структурирования нашей планеты реализовалась в виде глобальных линейных неоднородностей (типа Средиземноморско-Индонезийского и Африкано-Чукотского ли-неаментов), приведших к секторности ее строения [28]; процессы тектонического вращения, связанные, как правило, с разнонаправленным перемещением земных масс и блоков по лево- и правосторонним сдвигам, привели к дальнейшему структурированию выделенных секторов и к образованию современного структурного облика нашей планеты.

Следует заметить, что проявления тектонического вращения разномасштабных блоков Земли являются важнейшей составной частью тектонического течения вообще [12], так как – «*тектоническое течение состоит из трех компонентов – поступательного движения, вращения и деформации элементарных объемов геологической сплошной среды*» [8, 29 с.].

В любом случае исследования последних лет окончательно сняли с вращательных (ротационных или вихревых) процессов налет некой экзотичности и экстравагантности, в которых их иногда «упрекали» некоторые исследователи, и перевели их из разряда предполагаемых в разряд реально существующих, требующих самого внимательного изучения. Тем более, что по поводу рассматриваемой проблемы в течение последних лет появились чрезвычайно важные указания и серьезные замечания:

– так, проанализировав состояние современной геодинамики, В.Е. Хайн пришел к однозначному выводу, что «*в подлинно глобальной и полной геодинамической модели учет ротационного фактора обязателен*» [27, с. 59];

– А.В. Викулин и Т.Ю.Тверитинова показали, что «*игнорирование эффектов, связанных с вращением Земли, приводит к «пропуску» нелинейных сейсмотектонических решений ротационного типа при решении задач тектоники литосферных плит*» [4, с. 16];

– Е.Г. Мирлин считает, что настало время переоценить роль «*литосфера как твердой и хрупкой оболочки, поскольку это не отвечает представлениям о текучести среды и о разноранговых вихревых движениях в «твёрдых» оболочках*» [15, с. 58], и полагает, что дальнейшее изучение природы вихревых движений приведет к появлению «*будущей концепции, которая в настоящее время идет на смену тектонике плит*» [15, с. 43].

В результате приходится констатировать: какие бы модели глобального тектогенеза не предлагались [25], какие бы планеты [7] или их спутники [9] не изучались, ротационный фактор как универсальный «*механизм самоорганизации геологического пространства*» [23] обязательно оказывается востребованным.

В любом случае огромный фактический материал, накопленный к настоящему времени, уже сейчас позволяет выделить эффекты *прямого* тектонического вращения, совпадающего с вращением Земли *против часовой стрелки, и обратного* вращения, т. е. *по часовой стрелке*. Особый интерес могут представлять эффекты *веерного* (расходящегося) тек-

тонического вращения, в результате которых иногда образуются структуры типа авлакогенов, грабенов или рифтов, например, Среднерусского, Эль-Габ (Сирия) и других.

Кроме того, могут быть выделены эффекты горизонтального тектонического вращения за счет неравномерного смещения по лево- или правосторонним сдвигам, ограничивающим жесткие блоки – инденторы [11], и вертикального тектонического вращения, ярким примером которых могут быть хорошо известные конвективные течения.

В более общем плане уже сейчас в эволюции Земли можно выделить два крупнейших периода, характеризующихся конструктивными – планетообразующими – орбитальными и, на финальной стадии, ротационными процессами, приведшими в конце концов к образованию нашей планеты, и деструктивными по форме, но структурообразующими по содержанию эффектами тектонического вращения, активно «способствовавшими» зарождению и развитию планетарных, региональных и локальных линейных дислокаций, выраженных в литосфере Земли как в виде открытых (разломы, разрывы, зоны трещиноватости), так и закрытых (латентных) форм (линейные глубинные неоднородности, геофизические ступени, линеаменты и т.д.) [21].

Также можно выделить в эволюции Земли три – допротерозойский, протерозойский и постпротерозойский, или фанерозойский, – этапа, характеризующихся различным уровнем взаимодействия и взаимовлияния орбитальных и ротационных – планетообразующих – процессов, эффектов тектонических – структурообразующих – вращений и сдвиговых смещений.

Несмотря на то, что обсуждаемые задачи являются весьма времяземкими и над их решением может потрудиться не одно поколение «испытателей природы», хочется надеяться, что именно на пути изучения данного иерархического ряда вращательных процессов – орбитального обращения планеты – ротации Земли – тектонического вращения ее отдельных блоков, а также в рамках исследования возможных механизмов и геологических следствий их взаимодействия и взаимовлияния – геологию в целом, а также геотектонику и геодинамику в частности ждут новые и, скорее всего, весьма неожиданные открытия.

Подтверждением такого оптимистического заключения может служить тот факт, что, кажется, впервые за почти полувековую историю тектонических совещаний в перечне главных тем именно юбилейного – 40-го – появилась тема, касающаяся роли ротационного и космического фактора в энергетике тектогенеза.

Литература

1. Авдонин А.В., Полетаев А.И. Ротационные структуры Присонгкеля (Северный Тянь-Шань) // Нетрадиционные вопросы геологии. VI научный семинар: Тез. докл. М., 1998. С. 24–25.
2. Анохин В.М., Одесский И.А. Характеристика глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника. 2001. № 5. С. 3–9.

3. Баренбаум А.А. Галактика. Солнечная система. Земля. Соподчинённые процессы и эволюция. М.: ГЕОС, 2002. 393с.
4. Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Вихревые структуры литосферы и общие проблемы тектоники // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 3: Материалы Всероссийского совещания «Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты». Иркутск, 2005. С. 16–18.
5. Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский, 2004. 297 с.
6. Гирдлер Р.В. Роль смещений и вращательных движений в образовании впадин Красного моря и Аденского залива // Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970.
7. Глуховский М.З. Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии // Геотектоника. 2005. № 6. С. 3–18.
8. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Изд-во МГУ, 2005. 496 с.
9. Ершов Э.Д., Полетаев А.И., Кучуков Э.З., Брущиков А.В., Ершов В.Д. О связи процессов криолитогенеза и инфраструктуры Ганимеда (по данным линеаментного анализа) // Вестн. МГУ. Серия 4, Геология. 2000. № 2. С. 33–37.
10. Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И. Рогогенез Земли: структурный анализ и проблемы. М.: Знание, 1991. 40 с.
11. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
12. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
13. Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М.: Мир, 1964. 384 с.
14. Мелекесцев И.В. Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые аспекты её применения // Проблемы эндогенного вулканизма. М.: Наука, 1979. С. 125–155.
15. Мирлин Е.Г. Проблема вихревых движений в «твердых» оболочках земли и их роли в геотектонике // Геотектоника. 2006. № 4. С. 43–60.
16. Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // Геотектоника. 2004. № 1. С. 21–50.
17. Одесский И.А. Ротационно-пульсационный режим Земли и его геологические исследования. СПб: Пангея, 2004. 27 с.
18. Павленкова Н.И. Ротационно-флюидная гипотеза глобальной тектоники / Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2004. С. 66–69. (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 2).
19. Полетаев А.И. Сдвигово-ротационная мотивация структурной эволюции Земли // Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. С. 104–107. (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т. 2).
20. Полетаев А.И. Проблема рогогенеза в докладах и материалах XXXV Тектонического совещания // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Четвертые Горшковские чтения: Материалы конф. М.: МГУ, 2002. С. 22–27.
21. Полетаев А.И. Ротационная тектоника земной коры // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. Т. 2. С. 97–100. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
22. Полетаев А.И. Ротационная тектоника или тектоническое вращение? // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Восьмые Горшковские чтения: Материалы конф. М.: Изд-во МГУ, 2006. С. 32–38.
23. Сигачева Н.Н., Шейнкман А.Л. Спиралевидно-скручивающие движения – механизм самоорганизации геологического пространства: Тез. 21-й Генеральной ассамблеи Международного союза геодезии и геофизики. Колорадо, 1995.
24. Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т.: Материалы XXXV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. 368 с.; Т. 2. 378 с.
25. Трубицын В.П. Этапы глобальной тектоники и тектоническая модель современной Земли (структуре мантийных течений под континентами и океанами во всей мантии, восстановленная по данным глобальной сейсмомагнитографии) // Тектоника земной коры и мантии.

- Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 288–291. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
26. Уломов В.И. О вращательной составляющей геодинамических движений в Центральной Азии // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 3: Материалы Всероссийского совещания «Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты». Иркутск, 2005. С. 89–92.
27. Хайн В.Е. Современная геодинамика: достижения и проблемы // Природа. 2002. № 1. С. 51–59.
28. Kochetsov G.G. Theorems of wave planetary tectonics // Geophys. Res. Abstr. 1999. V. 1, N 3. P. 700.
29. Scoppola B., Boccaletti D., Bewis M., Carminati E., Doglioni C. The westward drift of the lithosphere: A rotational drag? // Geol. Soc. Amer. Bull. 2006 January / February. V. 118, N 1/2. P. 199–209.

Е.В. Полетаева¹

Построение модели распределения региональных глубинных разломов по геофизическим аномалиям

Целью настоящего исследования является изучение и прослеживание региональных глубинных разломов Каспийского моря по геофизическим аномалиям, а также построение единой модели региональных глубинных разломов Каспийского моря.

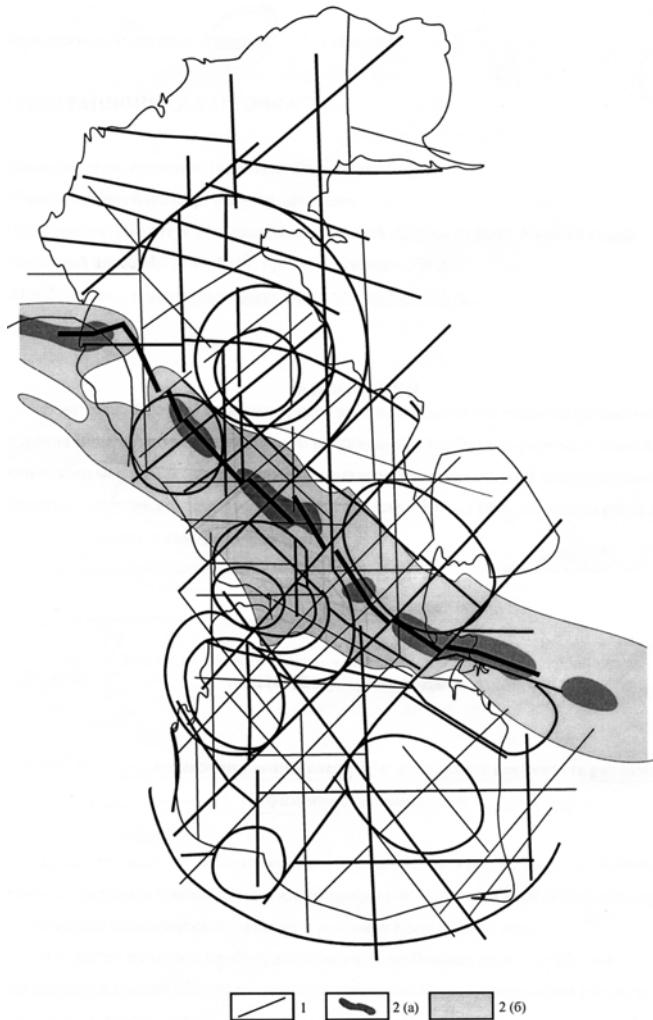
Несмотря на то что проблема изученности глубинных разломов Каспийского моря была затронута многочисленными исследованиями нескольких поколений ученых, тем не менее, она до сих пор остается во многом нерешенной.

Методика исследования заключается в системном анализе и комплексной интерпретации гравитационных, геомагнитных, сейсмических полей с позиции современных тектонических концепций и, следовательно, составление модели региональных глубинных разломов Каспийского моря основано на суммировании всей геофизической информации, полученной по аномалиям каждого метода в отдельности.

Построение модели региональных глубинных разломов Каспийского моря представляет большой геологический интерес, так как в тектоническом отношении Каспийский регион является гетерогенной структурой весьма сложного строения, заложенной на разновозрастном складчатом основании и с сочленением разновозрастных структурных элементов: Русской докембрийской платформы, Скифской и Туранской эпипалеозойских плит и альпийских складчатых сооружений на юге. Эти элементы различны как по строению складчатого фундамента, так и по особенностям осадочного чехла.

К региональным глубинным разломам Каспийского моря, разделяющим разные блоки по строению складчатого фундамента, можно отнести Тырныаузско-Каспийско-Туркменскую систему разломов, разграничитываю-

¹ Институт геологии НАНА, Баку, Азербайджан



Модель распределения региональных систем разломов Каспийского моря по типам гравимагнитных аномалий

1 – разломы, выделенные по аномалиям гравимагнитного поля; 2(а), (б) – цепочки овальных магнитных максимумов интенсивностью 1 и 3–5 мЭ, соответственно

щую альпийскую геосинклинальную и эпигерцинскую платформенную области. Эту систему разломов можно отнести к категории главных (краевых швов первого порядка). В гравитационном поле она фиксируется значительной градиентной зоной и отделяет северную платформенную область с более высокими значениями напряженности силы тяжести от

южной геосинклинальной депрессии с пониженными значениями. В геомагнитном поле она отражается в виде кулисообразно расположенных со смещениями разломных звеньев. Она устанавливается по цепочке интенсивных магнитных максимумов. Очевидно, они интерпретируются как массивы основных и ультраосновных пород [1], что связано с приближением кристаллического фундамента к дневной поверхности, а также с древними геодинамическими разломными обстановками.

Эти разломные звенья разделены субмеридиональными разломами, по которым происходит относительное перемещение разделяемых ими блоков. К ним относятся сквозные региональные субмеридиональные системы разломов, проходящие через весь Каспий – Каспийско-Соляно-Купольная система, выделенная по совокупности всех гравитационных типов аномалий, а также смене характера и нарушения основной структуры магнитного поля и Абшерон-Промыслово-Бузачинская разломная система. На всем протяжении она отражается сменой простирания изоаномал гравитационного поля, вдоль которого наблюдаются магнитные максимумы. Тырныаузско-Каспийско-Туркменская система разломов пересечена также субширотными разломами более низкого порядка: Главнокавказским, Карадаун-Туаркырским и разломами северо-восточного направления, многие из которых имеют сдвиговую составляющую, что фиксируется на сейсмических разрезах смещениями блоков земной коры относительно друг друга.

К системам северо-восточного простирания, вдоль которых происходит смещение крупных тектонических элементов, в том числе региональных разломов, можно отнести и Курдистано-Кубадагскую систему региональных сквозных разломов, в пределах Каспийского моря трассируемую от складчатой системы Эльбурс, вдоль которой наблюдается крупное левосдвиговое смещение, выделенное по совокупности различных гравитационных типов аномалий и резкой смене характера аномального магнитного поля. В северо-восточной части Южного Каспия Курдистано-Кубадагская система разломов проходит между звеньями разломных систем южного крыла юго-восточного окончания Большого Кавказа и северного крыла юго-восточного окончания Большого Кавказа кавказского простирания, прослеженных по экстремумам аномалий силы тяжести. К наиболее известным из разломов этих систем относятся Сангачал-Огурчинский и Абшероно-Прибалханский разломы, прослеженные по экстремумам аномалий силы тяжести. В магнитном поле им соответствуют зоны градиентов и цепочки локальных максимумов с резкой сменой знака поля. Они состоят из разобщенных звеньев или отрезков, которые смешены вдоль Курдистано-Кубадагской северо-восточной системы разломов с образованием сдвигов и латеральным перемещением отдельных блоков.

Интерес также представляют колышевые системы разломов, выделенные по зонам градиентов силы тяжести резкой сменой простирания изоаномал в юго-западной части Приэльбурского прогиба, в складчатой зоне области срединного массива, в складчатой зоне Бакинского архипелага, в Абшероно-Прибалханской зоне поднятий, в юго-восточной части Сред-

нега Каспия в Карабогазском своде, в северо-восточной части Среднего Каспия, в районе Самурского выступа, в Среднекаспийской зоне поднятий (Хазарская структурная терраса). Эти кольцевые разломы подтверждаются и по данным магниторазведки кольцеобразно расположеными локальными аномалиями. Не менее интересным является исследование зон периферических систем разломов, обрамляющих Южно-Каспийскую мегавпадину со всех сторон, имеющих региональное значение и являющихся ее естественными границами, по которым происходит проседание Южно-Каспийской мегавпадины. Они намечены по крупным гравитационным ступеням и цепочкам локальных магнитных аномалий.

Что касается восточного берега Северного Каспия, то граница между докембрийской и эпигерцинской платформами уточнена по осевой зоне Южно-Эмбенского гравитационного максимума, соответствующего Южно-Эмбенскому поднятию. На западе Северного Каспия граница между докембрийской и эпигерцинской платформами проводится по резкой смене простирания изоаномал, по северному ограничению кряжа Карпинского, который отделяется от докембрийской платформы узким краевым прогибом. На всем протяжении в гравитационном поле эта система прослеживается по резкой смене простирания изоаномал.

В пределах Каспийского моря по северо-восточной системе разломов происходит смещение Скифской и Туранской плит, которое в гравитационном поле отражается по изгибам и резкой смене простирания изоаномал.

Кроме вышеуказанных систем разломов был выделен и прослежен ряд и других разломов Каспийского моря. Таким образом, подтверждены ранее обнаруженные разломы, уточнены их размещение и пределы распространения. Прослежен ряд новых разломов в пределах Южного, Среднего, Северного Каспия, в том числе линейных и кольцевых.

Литература

1. Смирнова М.Н. Северо-Кавказский оphiолитовый пояс и разрушительные землетрясения (в связи с изучением магнитного поля) // Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. Москва.: Наука, 1983. С. 83–88

**О.П. Полянский¹, В.В. Ревердатто¹, С.Н. Коробейников¹,
И.И. Лиханов¹, В.Г. Свердлова¹**

Численное моделирование тектонометаморфических процессов при коллизии континентальных плит

Конвергенция литосферных плит на континентах вызывает утолщение земной коры, надвиги, разогрев нижележащих пород и, как следствие, неоднородный, в том числе инверсионный региональный метаморфизм. На

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

примере современных орогенов Центральной Азии, таких как Гималаи, Тянь-Шань, Алтай, были сделаны оценки скорости роста гор, эксгумации и эрозии на основе термохронологических датировок и кинематических моделей [1,2]. Значительно меньше понимания достигнуто в отношении динамики коллизионных процессов, механизмов деформирования и поведения реологически-стратифицированной литосферы при сжатии.

Глубокоэродированные древние складчато-надвиговые структуры, какой является Енисейский кряж, являются объектом изучения процессов коллизии тектонических плит с образованием надвигов, перераспределением тепла и, как следствие, – формированием зональных метаморфических комплексов. Енисейский кряж расположен в юго-западном обрамлении Сибирской платформы и представляет собой покровно-складчатую структуру протяженностью около 700 км и шириной 50–200 км. Уровень эрозионного среза неоднородный и соответствует РТ-условиям от амфиболитовой (на севере) до гранулитовой (на юге) фаций регионального метаморфизма.

В настоящей работе описываются результаты 2-Д численного моделирования динамики коллизии двух блоков (террейнов) между Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой. Модельная область соответствует зоне Панибинского надвига в Заангарской части Енисейского кряжа. Рассматривается стадия аккреции Центрально-Ангарского террейна и Сибирского кратона в неопротерозое [3,4]. Уравнения квазистатического деформирования и теплопереноса, описывающие коллизионные процессы, решаются численно. Для пространственной дискретизации уравнений используется метод конечных элементов. Уравнения квазистатического деформирования твердых тел приведены в: [5]. Математическое моделирование проводилось с использованием вычислительного комплекса MSC.Marc 2005. При этом геометрическое моделирование (построение сеток и задание геометрии) проводилось с помощью пакета MSC.Patran 2005, а расчеты с использованием пошаговой процедуры интегрирования – с использованием пакета MSC.Marc 2005. Моделирование процесса надвигания плиты на абсолютно жесткое тело выполнялось в приближении плоского деформированного состояния в двумерной постановке (рисунок). Двумерная модель охватывает участок Енисейского кряжа, состоящий из: Центрально-Ангарского и Восточно-Ангарского террейнов, разделенных Панибинским разломом и примыкающих к западной окраине Сибирской платформы. Ширина складчатой области задавалась около 115 км, общая ширина модели – 300 км, мощность упругоупругого верхнего слоя – 13 км, вязкопластичного нижнего – 17 км. Центрально-Ангарский террейн считается неподвижным, что упрощает модель и позволяет рассмотреть взаимодействие блоков вдоль одного разлома.

Были разработаны две концептуальные модели с разными источниками движущих сил: модель «индентора» и модель «конвейера». В первой модели движение литосферы Сибирской платформы как индентора



Рисунок. Граничные условия, реология коры и начальные геометрические параметры до приложения граничных сил в задаче коллизии двух континентальных плит

задается в западном направлении, во второй модели движение вызвано конвективным течением нижележащей мантии под Сибирской платформой от ее центра к периферии. Скорость перемещения варьировала и составляла в среднем 1,5 см/год в обоих вариантах. Реология материала коры представлялась следующей: Центрально-Ангарский террейн – не-подвижное, абсолютно жесткое тело; Восточно-Ангарский террейн состоит из упругопластичной нижней и упругой верхней коры, с возможностью хрупкого разрушения. Кора Сибирского кратона также предполагается двухслойной упругопластичной, но более прочной: верхний слой – упругий, нижний – упругопластичный с реологией упрочнения. Конвектирующая мантия задавалась в первом варианте как изостатически уравновешивающая подложка (основание Винклера), либо, во второй модели, как движущийся «конвеер» с заданной скоростью при условии почти полного отсутствия проскальзывания на границе кора–мантия (коэффициент трения 0.99). Для уравнения теплопроводности задавались граничные условия постоянной температуры на верхней и нижней поверхностях (0 и 600 °C, соответственно), отсутствие горизонтального потока тепла на удаленных боковых границах. На поверхности разлома выполняются условия идеальной теплопередачи и кулоновского трения с коэффициентом от 0 до 0,1 (флюидонасыщенная зона контакта).

Результаты моделирования получены в виде анимационных картин полей напряжений, перемещений, скоростей деформации, участков разрушения материала и температуры. Проведен ряд тестов с разной реологией пород коры при переменных граничных скоростях. Исследованы устойчивость и точность решений в зависимости от способа дискретизации, частоты сеток, временного шага, итерационных параметров. При определенных параметрах модели [4] получено решение, отвечающее стадии развития складчатого сооружения высотой до 7,3 км, что создает

дополнительное литостатическое давление на породы средней коры до 2,2 кбар, то совпадает с данными минералогической термобарометрии [6]. Эрозия, как и погружение подвинутой плиты, в модели не учитывалось. В латеральном направлении фронт орогена продвигался на расстояние до 7–8 км, что также соответствует данным о ширине зонального метаморфического комплекса, обусловленного неоднородной литостатической нагрузкой. В надвинутой области формируется горный склон с элементами оползневого рельефа, материал которого находится в разрушенном состоянии. Установлено, что сооружение такого размера может сформироваться за относительно короткий промежуток времени (1,5–3 млн лет). Эти оценки совпадают с данными [2], полученными для Киргизского хребта по материалам термохронологии. При этом смоделированная скорость подъема пород при надвиге составляет 0,34 см/год, а скорость горизонтального продвижения фронта орогена – 0,4–0,45 см/год. Последняя оценка примерно в 3–3.5 раза меньше скорости конвектирующей мантии (1,4 см/год), которая служит основанием модельной области. Исследована термальная история пород вблизи надвига. Из результатов моделирования следует, что при скорости надвига 0,5 см/год происходит смещение изотерм во взброшенном блоке, вызванное подъемом. Этого не случается (изотермы горизонтальны), если скорость подъема на два порядка меньше.

Полученные оценки свидетельствуют, что процессы экзгумации метаморфических комплексов в районе Панибинского надвига не разорваны значительно во времени с кульминационной стадией коллизионного метаморфизма. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по биотитам из метапелитов внешней и внутренней зон коллизионного метаморфизма вблизи Панибинского надвига позволили получить оценки возраста $823,2 \pm 8.7$ и $826,3 \pm 7.4$ млн лет, соответствующие этапу охлаждения пород до температур ниже $\sim 360^\circ\text{C}$ [7]. Эти оценки с учетом скорости экзгумации пород указывают на то, что возраст кульминационной стадии коллизионного метаморфизма был не древнее 848–851 млн лет. Значительная разница в возрастах (~ 30 –33 млн лет) между внедрением гранитоидов Ерудинского массива (~ 880 млн лет [3]) и коллизионным метаморфизмом кординской свиты свидетельствует о последовательности этих событий с более поздним проявлением последнего.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ «Ведущие научные школы» – НШ-4922.2006.5, проектов РФФИ №№ 05-05-64057 и 04-05-64347, интеграционных проектов РАН ОНЗ.6 (№7.6.1) и СО РАН (№116).

Литература

1. Bollinger L., Henry P., Avouac J.P. Mountain building in the Nepal Himalaya: Thermal and kinematic model // Earth and Planet. Sci. Lett. 2006. V. 244, 58–71.
2. Sobel E.R., Osokin M., Burbank D., Mikolaichuk A. Exhumation of basement-cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission track thermochronology// Tectonics. 2006. V. 25. TC2008, doi:10.1029/2005TC001809.

3. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа// Геология и геофизика. 2006. Т. 47, №1. С. 35–52.
4. Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлова В.Г., Ревердатто В.В. Математическое моделирование как причина формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже// Докл. РАН. 2006.Т. 408, № 4. С. 512–516.
5. Коробейников С.Н. Нелинейное деформирование твердых тел. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 262 с.
6. Likhonov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian region of the Yenisey ridge, eastern Siberia // J. Metamorphic Geol. 2004. V. 22. P. 743–762.
7. Лиханов И.И., Козлов П.С., Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангбарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) // Докл. РАН. 2007. (в печати).

В.С. Пономарев¹

Энергонасыщенность геологической среды

Помимо упругих деформаций, которые немедленно возникают под действием внешней силы и немедленно исчезают по прекращении ее действия, твердые тела способны фиксировать упругие деформации и длительно в себе их сохранять, в том числе и в случае, если причины, вызвавшие их появление, больше не действуют. *Фиксированные упругие деформации* могут возникать как под действием внешних сил, так и в результате структурно-вещественных преобразований немеханической природы, протекающих непосредственно в субстрате твердотельных систем. Обусловленная ими потенциальная энергия (*латентная энергия*) составляет *собственный энергетический потенциал* этих систем. По достижении латентной энергией некоторого порогового значения, тела переходят в сильно неравновесное, метастабильное, *энергонасыщенное* состояние.

Содержание латентной энергии является важнейшей и вместе с тем почти не изученной характеристикой геологической среды. Между тем механическое поведение среды в ее энергонасыщенном состоянии отличается резким своеобразием [1]. Изучение проявлений энергонасыщенности обусловило ряд системно между собой связанных качественно новых представлений, – о *зонной релаксации*, о *хрупком последействии*, о *структурном стереотипе зон разгрузки*, о кардинальной зависимости *характера разрушения от вида энергоснабжения*, о *разрушении*, протекающем по сценарию *фрагментации*.

Бегло смысл указанных нововведений в следующем.

Переход системы к равновесию осуществляется в результате ее *энергетической разгрузки* – самопроизвольно развивающегося процесса релаксации латентной энергии. Этот процесс начинается не одновременно во всех точках релаксирующего тела. Вначале он локализован в сравни-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

тельно узкой зоне разгрузки вблизи разгружаемой поверхности и лишь затем фронт релаксации, постепенно замедляясь, перемещается в глубину разгружаемого тела. Благодаря этому, время релаксации системы зависит от ее размеров, а полная релаксация системы происходит на отрезках времени, продолжительность которых на порядки превосходит обычные оценки времени релаксации [2], [3].

В механике деформируемого твердого тела известно явление *упругого последействия*. Оно состоит в способности *вязко-упругих* тел фиксировать упругие деформации, которые после снятия нагрузки релаксируют, вследствие чего деформированное тело с течением времени восстанавливает свою исходную форму. В *хрупких* горных породах этот процесс протекает не вязко, без разрывов сплошности, а сопровождается их разрушением, растрескиванием, структурной дезинтеграцией. Это явление, в параллель упругому последействию, определено нами как *хрупкое последействие*. Процесс хрупкого последействия сосредоточен в зонах разгрузки, вследствие чего геологические тела вблизи их поверхностей разгрузки окаймлены оболочками дезинтегрированного материала [4].

Структура трещиноватости в зонах разгрузки однотипна и формируется во времени. Трещины первых генераций огрубленно повторяют форму поверхности разгрузки и образуют системы трещин, расстояния между которыми убывают по мере удаления от поверхности разгрузки примерно по экспоненте. Трещины последующих генераций расчленяют образовавшиеся породные пластины на отдельные блоки или фрагменты иной формы. Вследствие этого степень раздробленности пород в зоне разгрузки наиболее высока вблизи поверхности разгрузки, где материал переработан трещинами всего спектра их генераций. По мере удаления от зоны интенсивной переработки длина трещин в среднем возрастает, а их ориентировка становится более упорядоченной. Указанный *структурный стереотип* может быть в большей или меньшей мере искажен другими сопутствующими процессами, но он прослеживается на всех масштабных уровнях геологической среды. Подобные системы трещин возникают при денудации положительных форм рельефа, при врезе речных долин, при выемке котлованов, вокруг горных выработок и буровых скважин; они представляют собой своего рода структурную канву, по которой формируются зоны разломов; тот же структурный стереотип обнаруживается в распределении эпицентров коровых землетрясений – однотипном в регионах с совершенно разным стилем тектоники; этому стереотипу соответствуют такие общепланетарные явления, как блоковая делимость земной коры и планетарная трещиноватость [5].

Экспериментальными исследованиями установлено, что характер разрушения зависит от вида энергоснабжения элементов разрушаемых систем. Четко различаются по влиянию на характер разрушения два вида энергоснабжения: *зависимое* и *независимое*. К системам с зависимым энергоснабжением относятся системы с *последовательным энергоснабжением* (одноосное растяжение, изгиб и др.). Именно разрушение

систем этого вида использовалось в качестве экспериментальных прототипов ныне общепринятых сценариев разрушения – в том числе и сценариев разрушения геологической среды. К системам с независимым энергоснабжением относятся системы с *параллельным* и *автономным* энергоснабжением. Примером первых являются композитные и двухслойные системы. Энергонасыщенные среды относятся к системам с автономным энергоснабжением. Разрушение подобных систем протекает в соответствии со сценарием фрагментации, который по основным своим особенностям резко, качественно отличается от общепринятых сценариев. Именно этот сценарий реализуется в процессе структурной дезинтеграции геологической среды [6].

Разработанная концепция энергонасыщенности геологической среды открывает принципиально новую точку зрения на природу сейсмических и тектонических процессов, протекающих в геологической среде, а также дает исследователю новые возможности продуктивного изучения форм структурной выраженности этих процессов и обусловленных ими явлений.

Литература

1. Пономарев В.С. Путь парадоксов // Природа. 1991, №10. С.72-81.
2. Пономарев В.С. Зонная релаксация напряжений при разгрузке массивов горных пород // ДАН СССР. 1981., Т.259, №6. С. 1337-1339.
3. Пономарев В.С., Ромашов А.Н. Модельные исследования процесса зонной релаксации // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986, №5. С. 24-33.
4. Пономарев В.С., Стрижков С.А., Терентьев В.А. Исследования акустической эмиссии образцов горных пород в условиях разгрузки // ДАН СССР. 1991. Т. 317, №5. С. 1112-1115.
5. Пономарев В.С. Структуры самопроизвольного разрушения в горных породах // Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 117-136.
6. Пономарев В.С., Ромашов А.Н. Моделирование блоковой структуры земной коры // Природа. 1994. N 5. С. 94-87.

В.И. Попков¹

Стресс-тектоника литосферных плит

В отличие от межплитных складчатых сооружений, где крупные шарьяжи и надвиги наглядно иллюстрируют ведущую роль в их формировании структуры, происхождение внутриплитных деформаций обычно связывается с вертикальными движениями блоков фундамента. Однако накопленный к настоящему времени обширный геологогеофизический материалы свидетельствует о широком развитии не только в фундаменте, но и в осадочном чехле литосферных плит дислокаций, образовавшихся под воздействием сил бокового сжатия. Существование таких структур доказано в пределах как разновозрастных континентальных платформ, так и океанских плит. Обнаружены не только

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

отдельные структуры, но и целые области, имеющие сложное чешуйчато-надвиговое строение.

Поднятия, приуроченные к фронтальным частям надвигов, развивались импульсивно и преимущественно за счет постседиментационных движений, что запечатлено в виде несогласий, перестроек структурного плана территории, смене осадочных формаций. В эти промежутки геологической истории, несмотря на их малую продолжительность, складчато-надвиговые дислокации набирают до 65–80% современной амплитуды. Между периодами активизации отмечаются паузы относительно тектонического покоя с постепенным замедлением, вплоть до полного прекращения, подвижек по надвигам и роста поднятий, соответственно. Отражение многих складок и надвигов в современном ландшафте, а в ряде мест дислоцированность плиоцен-антропогенных толщ в зонах разрывов, приуроченность к ним очагов землетрясений и сейсмодислокаций, свидетельствуют о продолжающейся их жизни и в настоящее время.

Закономерная приуроченность линейных антиклиналей к фронтальным зонам надвигов, зависимость морфологии складок от направления падения поверхностей разрывов, обуславливающая асимметричность их крыльев, совпадение времени активного роста поднятий и контролирующих разрывов указывают на то, что надвиговые структуры являются первичными, а складчатые – вторичными, подчиненными надвиговым. Последующее качественное изменение формы залегания слоистых толщ в условиях возрастающего действия бокового сжатия приводит к формированию в лобовых частях тектонических пластин мощных зон приразломного сжатия. Сами разрывы в верхних частях разреза близвертикальны, с глубиной они выполаживаются, переходя в субгоризонтальные срыва. По мере разрастания процесса происходит сближение фронтальных зон с образованием в итоге внутриплатформенных складчатых зон, таких как, например, Центрально-Мангышлакская система дислокаций.

Геологическими и геофизическими исследованиями доказано широкое развитие и важная роль листрических разломов в строении разновозрастных складчатых областей (Е.И. Паталаха, 1988 г.; В.Е. Хайн, 1986 г.; В.А. Хрычев, 1984 г.). При сопоставлении сейсмических разрезов, иллюстрирующих строение разрывов и сопровождающих их пликативных дислокаций складчатых областей и внутриплитных складчато-надвиговых дислокаций, нетрудно заметить принципиальное подобие их морфологии. Поскольку и те, и другие образовались в обстановке тангенциального сжатия, то можно говорить о принципиально едином механизме их формирования, в основе которого лежит тангенциальное сжатие.

Вполне естественно возникает вопрос об источниках тангенциального стресса, который неоднократно испытывают платформы в процессе своего развития. В качестве «генератора» сжатия, по мнению ряда исследователей, выступают смежные с платформой складчатые пояса, откуда в тело платформы передаются, постепенно затухая, напряжения. Эта закономерность, как известно, была подмечена еще А.П. Карпинским, а затем

развита Н.С. Шатским, который отмечал, что «влияние движений в Уральской складчатой области на движения платформы несомненно».

Позже в одной из своих работ Ю.М. Пущаровский (1969 г.) заостряет внимание на явлениях передачи на большие расстояния в сторону платформы тектонических напряжений, «индуцированных процессами, протекающими в смежных геосинклинальных областях», в связи с чем им было введено понятие о резонансных структурах. Поддерживая эти взгляды, В.Е. Хайн (1986 г.) указывает еще на один возможный источник напряжений – спрединг в прилегающих океанах, вызывающий компенсационное сжатие на кратонах. Нельзя, на наш взгляд, исключать и наличия местных – внутриплитных полей напряжений, ответственных за образование складчато-надвиговых дислокаций.

Однако процессы сжатия в складчатых областях, на континентальных платформах и океанских плитах являются следствием более общих причин, формирующих глобальную структуру литосферы. Наиболее вероятной причиной возникающих напряжений в верхних слоях литосферы могут служить конвективные течения в мантии, реальность существования которых признается многими геофизиками и геологами. Возникающие при этом напряжения способны приводить как к расколу литосферы с образованием рифтовых систем или даже океанов, так и к формированию межплитных и внутриплитных деформаций.

Выходы. 1. Складчато-надвиговые дислокации являются типичными структурами чехла литосферных плит независимо от возраста последних и являются следствием тектонической расслоенности литосферы, проявляющейся как на макро-, так и на микроуровне.

2. Изложенное выше позволяет говорить о том, что не только формирование континентальной коры платформ, но и последующее развитие структуры их чехла происходило в режиме периодически действующих сил горизонтального сжатия.

3. Признание горизонтального сжатия в качестве главного структурообразующего фактора для отдельных антиклиналей или зон, удаленных зачастую друг от друга на сотни километров, равносильно признанию его одним из универсальных механизмов внутриплитного дислокационного процесса, поскольку общая организация структура регионов, в том числе и известные закономерности пространственного размещения, морфологии и истории развития складчато-надвиговых дислокаций, не могут быть объяснены локальными явлениями. Следовательно, концептуальная основа традиционных представлений о литосферных плитах, которая основывалась на представлениях о ведущей роли вертикальных движений как основного фактора формирования осложняющих их дислокаций, а также широко распространенное мнение об их жесткости и тектонической инертности находятся в серьезном противоречии с конкретными фактическими материалами.

4. Морфологическое подобие структур горизонтального сжатия на континентальных платформах, океанских плитах и в складчатых областях говорит о близком, в принципе одинаковом, механизме их формиро-

вания, что свидетельствует о достаточно универсальном характере структурообразования в земной коре, основной движущей силой которого служат горизонтальные тектонические движения.

В предыдущих работах автора (В.И. Попков, 1989, 1992, 2000 гг.) было показано, что в зонах внутриплитных дислокаций происходит разрядка глобальных и региональных тектонических напряжений, обусловливающая их высокую сейсмическую активность; локализуется высвобождение значительной части механической энергии; осуществляется ее переход в тепловую; резко ускоряются процессы массопереноса на фоне относительно стабильных смежных участков плит. Высвобождение тепловой энергии, стресс-метаморфизм, тектоно-динамические процессы, происходящие в высокомобильных площадях, в том числе в зонах внутриплитных складчато-надвиговых дислокаций, и носящие импульсивный непрерывно-прерывистый характер, сопровождаются резким увеличением скорости и масштабов генерации углеводородов (УВ), их выделением в свободную фазу, многократно активируют процессы вертикальной и латеральной миграции флюидов, приводя к формированию зон АВПД и внедрению УВ в коллекторы-ловушки. В пределах таких зон формируется самый разнообразный спектр ловушек УВ, повышается их плотность, емкостные параметры, что, с учетом вышеизложенного, предопределяет высокую концентрацию и плотность запасов УВ-сырья.

Работа выполнена при поддержке РФФИ р2006бюг (06-05-96621)

В.Н. Пучков¹

Черты сходства орогенов и эпиконтинентальных рифтогенов на фоне их различий как проявление общих свойств верхней тектоносферы

Под терминами «орогены» и «эпиконтинентальные рифтогены» мы понимаем здесь структуры сжатия и растяжения континентальной литосферы, соответственно.

Расширенное понимание тектоносферы (Пущаровский, 1999 г., Красный, 2004 г.) включает в себя всю мантию. Однако в ее пределах можно выделить две части: в верхней генерируются преимущественно плейт-тектонические процессы, а в нижней – плюмтектонические (в изначальном понимании последних как более глубинных, относительно независимых от плейттектоники).

Общие черты орогенов и рифтогенов как зон повышенной тектонической активности континентальной литосферы, заключаются в следующем.

1. Возникновение и тех, и других сопровождается горообразованием (не путать с орогенезом, который в англоязычной литературе обозначает

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

процесс образования складчатых и складчато-глыбовых поясов на конвергентных границах плит).

2. Возникновение и тех, и других сопровождается высоким тепловым потоком, магматизмом, метаморфизмом.

3. Наблюдается сходство сопровождающих формаций (в случае орогена – моласса, в случае рифтогена – молассоид). Различия их – в соотношении с подстилающими формациями (в орогенах – согласное залегание молассы на флише и предфлише, в рифтогене – несогласие в основании молассоида). Различия магматических формаций: среди первых преобладают коровьи, среди вторых – мантийные.

4. И орогенез, и рифтогенез после эрозии созданных ими структур фиксируются угловыми несогласиями различного рода (в первом случае они более резко выражены).

5. Системы разломов (сбросов в первом случае и надвигов во втором) имеют листрический характер и связаны с зонами срыва (детачмента).

6. При определенных условиях в обоих типах структур может происходить эксгумация вещества с глубин с выводом на поверхность реликтов высокоградных минеральных ассоциаций.

7. И орогены, и рифтогены обладают квазисимметрией. В первом случае это связано с центробежными (точнее, осебежными) гравитационными силами, во втором – с осестремительными, вызывающими соскальзывание блоков и масс в наиболее энергетически устойчивое положение под действием их тяжести. Отсутствие квазисимметрии объясняется либо слабым развитием структур, либо, чаще, их неполной сохранностью.

8. Эпохи и фазы проявления, которые обычно признаются за складчатостью и орогенезом, в не меньшей степени характерны для рифтогенеза. В качестве общих особенностей их развития следует назвать нестабильность, перескоки, наличие иерархии проявления, от глобальных эпох до узкорегиональных фаз.

Общими, универсальными свойствами верхней тектоносферы, проявляющимися при деформациях разного типа и даже противоположного знака, можно считать, среди прочих:

– наличие литосферы и астеносферы; действие закона изостазии, как проявление закона Архимеда;

– переход от хрупких деформаций к пластичным в литосфере с глубиной. Возможное проявление сверхпластичности. Наличие отделителя. Тектоническая расслоенность литосферы;

– существование в тектоносфере как горизонтальных, так и вертикальных тектонических сил, проявляющихся в разных сочетаниях с неизменным участием литостатической нагрузки как функции глубины и плотности пород;

– наличие универсальных механизмов и факторов, приводящих к плавлению вещества и его к выводу к земной поверхности;

– фазовые переходы вещества с глубиной как функция температуры и давления; всеобщее развитие ретроградных фазовых переходов при

медленной эксгумации, и наоборот, сохранение реликтовых высокоградных фаз при быстрой эксгумации (закалке);

– направленность развития структуры тектоносферы в сторону усложнения, что и позволяет, несмотря на неполноту геологической летописи, изучать историю деформаций;

– нелинейный характер процессов, сопровождающийся перестройками конвекционной системы – двигателя тектонических деформаций.

Здесь названы далеко не все свойства, но этот перечень в какой-то мере помогает объяснить черты сходства рассматриваемых геодинамически контрастных структур: орогенов и эпиконтинентальных рифтогенов.

Ю.М. Пущаровский¹

Тектоническая типизация океанских глубоководных впадин

Длительное время специальных тектонических работ по океанским глубоководным впадинам, как целостным тектоническим объектам, не существовало. Их и сейчас имеется очень немного. Цель данной работы – охарактеризовать и дать тектоническую типизацию впадин Тихого, Атлантического и Индийского океанов.

В общей сложности изучено 46 впадин: В Тихом океане – 16, в Атлантическом – 13, в Индийском – 17.

В рельфе дна впадины выражены четко. В геоморфологии их имеют котловинами. Они имеют днища, представляющие вполне определенные элементы рельефа. Центральные части впадин представлены абиссальными равнинами, лежащими на больших глубинах. Их оконтуривание наиболее выразительно и целесообразно проводить по изобате 5000 м, дополняемое в некоторых случаях изобатой 4000 м.

Размеры впадин варьируют от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Наиболее значительные размеры имеют впадины Тихого океана.

Выполненный анализ позволил заключить о разновременности образования впадин и о том, что даже в общем виде процесс не укладывается в строгие каноны спредингового развития, хотя, конечно, соответствующий механизм погружения имеет место. Как выясняется, наряду с ним действовал и процесс тектонического опускания, что и привело к наблюдающейся достаточно сложной картине структурного развития океанского дна.

Во всех рассматриваемых океанах отмечен ступенчатый характер этого опускания, что отражает дискретный геодинамический режим нисходящих движений.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Выявлено большое разнообразие в геологическом строении впадин. Учитывая его и структурное положение впадин, можно выделить среди них 6 типов: межгорные абиссальные впадины, межразломные, талассо-синеклиза, центрально-талассогенные, периконтинентальные и периспрединговые. Первые три типа распространены в Тихом океане; четвертый и пятый – в Индийском океане; шестой тип представлен в Атлантическом океане и в юго-восточной области Индийского.

Предложенная типизация позволяет оперировать реальными особенностями строения океанских глубоководных впадин, необходимыми при дальнейших работах по тектонике, вообще геологии и геодинамике океанского дна. В частности, она открывает путь к более определенному выяснению связей распространения Fe-Mn образований с регионально-тектоническими структурными формами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64152), Минобрнауки РФ, Президиума РАН, гранта ведущих научных школ НШ-9664.2006.5.

Ю.Н. Разницин¹, Э.В. Шипилов²

Признаки эксгумации пород верхней мантии на хребте Книповича (Арктическая Атлантика)

Хребет Книповича – самый северный сегмент Срединно-Атлантического хребта (САХ) – располагается между Гренландией и архипелагом Шпицберген. На юге он почти под прямым углом соединяется с хребтом Мона, а на севере ограничивается зоной разломов Моллой. Общая длина хребта составляет 550 км (от 73°45' до 78°35' с.ш.). Как отмечалось многими исследователями, хребет Книповича в отличие от САХ занимает не центральное положение между материками, а смещен в сторону архипелага Шпицберген. Другими существенными особенностями хребта являются ультрамедленная скорость спрединга (0,7 см/год) и косая ориентация рифтовой долины по отношению к его направлению [5].

По сравнению с более южными сегментами САХ, расположенными в Центральной Атлантике между экватором и разломом Чарли Гиббс (52° с.ш.), хребет Книповича изучен относительно слабо. С начала XXI в. интерес исследователей к северной части Норвежско-Гренландского бассейна в значительной степени вырос, что связано с активизацией работ в Арктике в связи с поисками углеводородов на шельфе и полиметаллических сульфидных залежей в океанских рифтах.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Мурманский морской и биологический институт (ММБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

Ранее нами [6] был сделан вывод о корреляции неотектонической эпохи тектогенеза и рубежей неотектонической активизации в Центральной Атлантике, установленных Ю.М. Пущаровским с соавторами [2], и в северной части Норвежско-Гренландского бассейна. Возрастные рамки неотектонической эпохи в обоих регионах – поздний эоцен–ранний олигоцен–антропоген, а установленные рубежи и в том и другом регионах в целом отвечают раннему и позднему миоцену, рубежам около 10 млн лет и 1,5–2,5 млн лет назад. Сильная расчлененность фундамента и перекрывающего его осадочного чехла в гребневой части хребта Книповича свидетельствует о недавней и современной неотектонической активности.

В качестве дополнения к выводам о современной неотектонической активности хребта Книповича можно привести некоторые соображения, следующие из переинтерпретации фрагмента профиля МОВ ОГТ через его южную часть. На этом разрезе (рисунок) отчетливо видно, что заполняющая рифтовую долину и прежде единая толща осадков мощностью более 1 км нарушена серией листрических сбросов с последовательным утонением осадочного слоя до полного его разрыва с обнажением в центре рифта образований фундамента. Асимметрия склонов рифтовой долины связывалась с тем, что пологий восточный борт является бортом рифтового сегмента, а западный – значительно более крутой – с плоскостью поперечного (трансформного) разлома, смещающего соседние сегменты хребта [6].

Однако, картирование осевой зоны рифтовой долины хребта Книповича, проведенное сонаром бокового обзора, выявило мелкоячеистую сегментацию хребта, выраженную в отсутствии трансформных разломов и наличии большого количества близкорасположенных нетрансформных смещений с «шагом» 10–30 км, ориентированных в северо-западном направлении, косо по отношению к субмеридиональному простиранию рифтовой долины [5]. Отчасти поэтому более предпочтитель но полагать, что крутой западный борт не является плоскостью трансформного разлома, а связан с поверхностью наклоненного на восток глубинного срыва, выполаживающегося с глубиной и проникающего в верхнюю мантию до глубин как минимум 8 км от поверхности дна.

Сегодня общепринято, что глубинные срывы (*detachment faults*) в океанической литосфере формируются в процессе спрединга при дефиците бюджета магмы, когда тектонические процессы в рифтовой зоне преобладают над магматическими и глубинные породы по ним выводятся в верхние части коры («сухой спрединг»). Такая картина имеет место во многих сегментах Срединно-Атлантического хребта (САХ), наиболее показательным из которых является отрезок последнего, расположенного между 16° и 14° с.ш. [3 и др.].

Анализ данных по тепловому потоку, сейсмичности и батиметрии хребта Книповича и смежных глубоководных акваторий (впадина Бореас, расположенная непосредственно к западу от хребта, и Поморский перио-кеанический прогиб – к востоку) привел исследователей к выводу о том, что внутриконтинентальный рифтогенез и последующий за ним спрединг

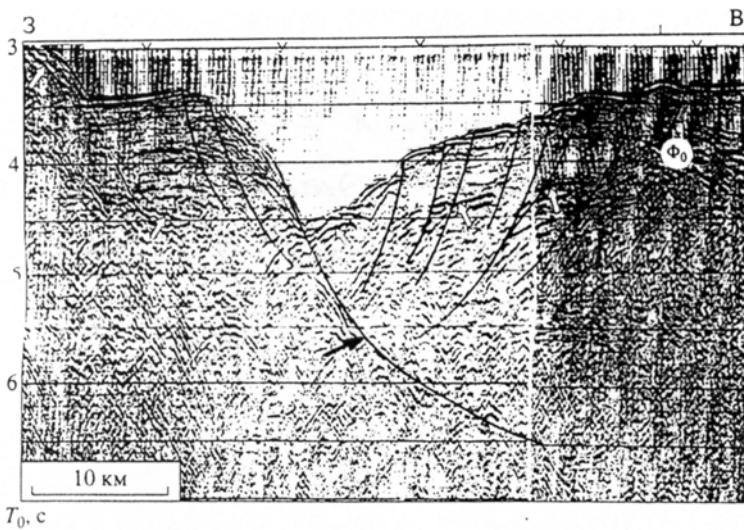


Рисунок. Фрагмент профиля МОВ ОГТ через южную часть хребта Книповича, иллюстрирующий растяжение и разрыв осадочной толщи в рифтовой долине и наличие глубинного срыва, наклоненного в восточном направлении, в сторону архипелага Шпицберген (по:[6]).

Φ_0 – океанический фундамент. Белые стрелки указывают на горизонты, отождествляемые с базальтовыми покровами и силами. Черная стрелка – на глубинный срыв (detachment fault).

в пределах хребта происходили в соответствии с моделями асимметричного чистого сдвига (pure shearig), либо так называемого простого сдвига (simple shearing) [7]. Последняя предполагает образование под рифтовой долиной протяженной поверхности отслаивания (или глубинного срыва), наклоненной на восток, в сторону архипелага Шпицберген.

По данным широкоугольного сейсмического профилирования, серпентинизированные ультрамафиты с телами габброидов широко распространены в пределах восточного склона хребта Книповича [9]. В соответствии с этими данными нижняя часть коры со скоростями продольных сейсмических волн $V_p = 7,10\text{--}7,25$ км/с скорее всего сложена серпентинизированными ультрамафитами.

В придонных водах южной и северной частей хребта Книповича были зафиксированы интенсивные метановые аномалии (порядка 0,15 мл/л [5]. Как было установлено ранее, последние можно рассматривать в качестве индикаторов выведения ультрамафитов (серпентинитов) на поверхность dna и тектонического расслаивания океанической литосферы [1, 5]. Генерация метана в этих аномалиях связана с серпентинизацией ультрамафитов.

Здесь явно прослеживаются аналогии с сегментом САХ, расположенным между трансформными разломами Пико и Хейс ($33^{\circ}\text{--}38^{\circ}$ с.ш.), и хребтом Гаккеля в Северном Ледовитом океане.

Особенностью первого является наличие большого количества близкорасположенных нетрансформных смещений (non-transform offsets). В результате детальной батиметрической съемки с применением сонара бокового обзора здесь было закартировано десять таких структур [8]. К ним приурочены крупные массивы серпентинизированных ультрамафитов. Массивы имеют куполообразную форму и простираются косо по отношению к рифтовой зоне. Ультраосновной состав пород массивов в пяти случаях подтвержден драгировками и погружениями подводных обитаемых аппаратов. Для остальных он предполагается по зафиксированным в водной толще интенсивным метановым аномалиям с низким отношением Mn/CH₄. В пределах двух из десяти массивов располагаются активные гидротермальные поля Рэйнбоу и Салданья, продуцирующие интенсивные метановые факелы и сульфидные постройки типа «черных курильщиков». Как полагают Е. Грасиа с соавторами [8], выведение ультрамафитов в верхние горизонты коры здесь происходило по проникающим в верхнюю мантию глубинным срывам (detachment faults), к которым и приурочена разгрузка гидротермальных источников.

В пределах осевой части хребта Гаккеля, который, так же как и хребет Книповича, характеризуется ультрамедленной скоростью спрединга, отсутствием крупных поперечных разломов и наличием большого количества нетрансформных смещений [10], на протяжении 300 км (3°–8° в.д.) выявлены крупные выходы мантийных ультрамафитов.

Ранее в пределах хребта Книповича драгированием и глубоководным бурением были подняты только базальты [4]. Тем не менее, в южной и северной частях хребта Книповича имеются веские основания предполагать выход на поверхность дна мантийных ультрамафитов (серпентинитов) и пород нижней коры – габброидов. Подтвердить или опровергнуть это предположение достаточно просто, проведя ступенчатые драгировки бортов рифта в отмеченных выше районах. Эта задача вполне может быть решена при условии продолжения начатых в 2006 г. Геологическим институтом РАН исследований северной части Норвежско-Гренландского бассейна в 22-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов».

Литература

1. Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Борисов М.В. и др. // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 1, № 1. С. 1–13.
2. Пущаровский Ю.М., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г. // Геотектоника. 2005. № 2. С. 3–16.
3. Разницин Ю.Н. // Геотектоника. 2003. № 6. С. 1–15.
4. Сущевская Н.М., Цехоня Т.И., Кононкова Н.Н. и др. // Rus. J. Earth Sci. 2000. V. 2, № 2. P. 8–15.
5. Черкашов Г.А., Тамаки К., Баранов Б.В. и др. // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 4. С. 518–521.
6. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Разницин Ю.Н. // Докл. РАН. 2006. Т. 410, № 4. С. 1–6.
7. Crane K., Sandvor E., Buck R., Martinez F. // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 14529–14550.
8. Gracia E., Charlou J.L., Radford-Knoery J., Parson L.M. // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 177. P. 89–103.
9. Ljones F., Kuwano A., Mjelde R. et al. // Tectonophysics. 2004. V. 378. P. 17–41.
10. Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J.B. et al. // Nature. 2003. V.423, № 26. P. 956–961.

**Роль кратонного раздела Леман в кайнозойской динамике
верхней мантии Центральной Азии: интерпретация
моделей скоростей сейсмических волн в свете
пространственно-временной эволюции вулканизма**

В трехмерной сейсмотомографической модели верхней мантии Азии, построенной Т.Б. Яновской и В.М. Кожевниковым по поверхностным S-волнам [1], выявлены локальные низкоскоростные аномалии, которые интерпретировались как гипотетические «плюмы», моделирующиеся в гравитационном поле полигональными призмами, исходя из предположения об их протяженности с 670 до 200–150 км [2]. Между тем, эта же сейсмотомографическая модель послужила основой для заключения об ярусном характере кайнозойской динамики верхней мантии. В глубинном ярусе 350–200 км был выделен Забайкальский низкоскоростной домен, а в глубинном ярусе 200–50 км – Саяно-Монгольский. С учетом пространственно-временного распределения вулканизма, происхождение Забайкальского низкоскоростного домена связывалось с процессами мезозойско-кайнозойской субдукции океанических плит под Восточную Азию, а Саяно-Монгольского домена – с воздействием на Азию Индийского индентера [3, 4].

Судя по механизмам очагов землетрясений, современное сжатие распространяется от зоны Индо-Азиатской коллизии до юго-западной части Байкальской рифтовой системы [5]. Здесь установлены надвиги, свидетельствующие о проявлении субмеридионального сжатия верхней части коры в плиоцен-четвертичное время [6]. Из результатов фрактального анализа размерности тектонических блоков следует максимальный суммарный эффект воздействия Индийского индентера на верхнюю часть коры во фронтальной зоне Индо-Азиатской коллизии и его последовательное ослабление в северном направлении. В Центральной Монголии воздействие индентера ничтожно мало, а в Байкальской рифтовой системе ярко проявлен суммарный эффект растяжения коры, обусловленный местным источником тектонических сил [7].

На новом скоростном разрезе вдоль профиля MOBAL_2003 подошва Саяно-Монгольского домена хорошо выражена и подчеркивается субгоризонтальным низкоскоростным слоем глубин 210–190 км. На уровне 220–240 км мантия постепенно приобретает нормальные скоростные характеристики. Профиль наблюдений MOBAL_2003 прошел через центральную часть Саяно-Монгольского домена от Сибирской платформы через Юго-Западное Прибайкалье и Центральную Монголию до Долины Озер и Гобийского Алтая. Скоростной разрез построен по записям обменных SV-волн, полученным при выполнении совместного российско-

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

французско-монгольского проекта [8]. Определение глубины подошвы низкоскоростного домена по обменным SV-волнам хорошо согласуется с ее прежним определением по поверхностным S-волнам.

Смена деформации сжатия верхней части коры деформацией растяжения в направлении от Индийского индентера к Сибирской платформе [7] косвенно свидетельствует о пространственной смене мантийной динамики. Обращает на себя внимание глубинное соответствие подошвы низкоскоростного Саяно-Монгольского домена кратонному разделу Леман, т.е. нижней границе кратонного литосферного киля. Глубинный слой 210–190 км, по-видимому, контролировал латеральные перемещения вышележащих слоев мантии и коры складчатых областей Центральной Азии. На глубинах выше раздела 210–190 км происходило субмеридиональное сокращение коры и мантии Центральной Азии в процессе кайнозойского сближения двух крупных кратонных блоков – Индийского и Сибирского. Низкоскоростной приподошвенный слой домена играл роль поверхности, по которой сжимающие усилия со стороны Индийского индентера передавались в мантию Центральной Азии до кратонного киля Сибирской платформы.

В скоростной структуре северной части Саяно-Монгольского домена на профиле MOBAL_2003 реализовался механизм поднятия низкоскоростного материала от его подошвы. В южной части профиля мантийная динамика была иной. В качестве ее показателя служит Восточно-Хангайский блок нормальных скоростей, обособившийся от протяженного глубинного слоя мантии нормальных скоростей (на профиле слой занимает глубины 180–120 км) и погрузившийся в менее плотный слой до подошвы Саяно-Монгольского домена с высвобождением надблокового пространства для Восточно-Хангайской низкоскоростной линзы. Механизм погружения в общем представляет собой модифицированную модель деламинации нижней части континентальной литосферы [9].

Динамика Саяно-Монгольского домена выражена в пространственно-временном развитии кайнозойского вулканизма. Уже во временном интервале 60–50 млн л.н. вулканизм проявился в Центральной и Заалтайской Гоби [10, 11]. Вулканические ареалы находились в пределах Южно-Монгольской локальной низкоскоростной аномалии, резко выраженной на глубине 200 км и расположенной в области пространственного перекрытия Саяно-Монгольского и Забайкальского доменов [2]. Во временном интервале 32–28 млн л.н. был активным только южный край домена под Долиной Озер. Одновременно с магматизмом этой территории развивался магматизм Хилокской и Еравнинской впадин Западного Забайкалья. В это время образовался магматический коридор, протянувшийся от Тибета до Западного Забайкалья [4], характеризующий активность низкоскоростного мантийного слоя ~200 км между Индийским индентером и юго-восточной частью Сибирской платформы.

Распространение вулканизма в юго-западной части Байкальской рифтовой системы во временном интервале 22–17 млн л.н. свидетельствует о динамике восходящего потока от низкоскоростного слоя подошвы Саяно-

Монгольского домена, проявившейся в связи с его активизацией около 23–22 млн л.н. между Индийским индентером и юго-западной частью Сибирской платформы. Структурный парагенезис погруженного блока и надблоковой низкоскоростной линзы Восточного Хангая образовался позже. Он характеризовался развитием магматизма во временном интервале 16–9 млн л.н. (новые K-Ar датировки авторов). С учетом опубликованных геохронометрических данных [10, 11 и др.] вырисовывается картина Т-образного сочленения магмоконтролирующих структур этого времени – Дзабхан-Долино-Озерской и Угейнур-Восточно-Хангайской.

Вулканическая деятельность последних 8 млн лет служила показателем мантиной динамики, последовавшей после достижения Восточно-Хангайским блоком нормальных скоростей подошвы Саяно-Монгольского низкоскоростного домена. К этому временному интервалу произошло смещение вулканизма от Долины Озер к северу, на Хангай, впервые отмеченное Е.В. Девяткиным. Вулканы Западного Забайкалья смешались одновременно в противоположном направлении – на Хэнтэй (новые данные авторов). Такое пространственно-временное распределение вулканизма отражало латеральное распространение горячего материала от Тибет-Западно-Забайкальского магматического коридора по направлению к формировавшимся в позднем кайнозое сводовым поднятиям.

Интеграционные проекты СО РАН 7.10.3/2006, ДВО РАН 06-1-П16-065, проект Байкал-РФФИ 05-05-97254-р-байкал, проект РФФИ № 04-05-64996.

Литература

1. Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V. et al. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics. 2003. V. 371. P. 153–173.
2. Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Phys. Earth and Planet. Inter., 2003. V. 138. P. 263–278.
3. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Колесников В.М. и др. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.
4. Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia // CNEAS Monograph Series No. 21. Tohoku University, Institute of the Earth's crust, 2006. 156 p.
5. Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, N B8. P. 11703–11728.
6. Рассказов С.В. Плиоцен-четвертичный надвиг на юге Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 134–138.
7. England P., Molnar P. Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics // Science. 1997. V. 278. P. 647–650.
8. Mordvinova V.V., Deschamps A., Deverchere J. et al. Velocity structure of the lithosphere on the Siberian platform – Goby-Altai profile on the base of teleseismic experiment «MOBAL 2003» // Активный геофизический мониторинг литосфера Земли: Материалы 2-го международного симпозиума. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. С. 223–227.
9. Houseman G.A., McKenzie D.P., Molnar P. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts // J. Geophys. Res. 1981. V. 86, N B7. P. 6115–6132.

11. Девяткин Е.В. Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 102–114.
12. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. и др. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.

Л.М. Расцветаев¹

Альпинотипные орогены: контракционно-сдвиговая модель

Изучая структурные парагенезы разного типа и ранга, автор пришел к выводу о необходимости выделения особого класса дизъюнктивных структур, которые формируются под воздействием одноосного сжатия и ориентированы в плоскости *ab* эллипсоида деформации (т.е. поперек тектонического стресса). Такие дизъюнктивы мы называем *сдвигами*, или *дизъюнктивами сдвижения* – в отличие от *дизъюнтивов раздвижения* (раздвиги, отрывы) и *дизъюнтивов сдвижения* (взбросы, сбросы, сдвиги, надвиги и шарьяжи) [11–16]. Для возникновения сколько-нибудь значимых сдвиговых смещений необходимо, чтобы какая-то часть геологического материала была выведена из зоны сдвижения. В микро- и мезоструктурных парагенезисах удаление излишнего материала из зоны сдвига часто происходит путем *расторжения под давлением* части горных пород и выдавливания растворов из зоны сдвижения; по-видимому, именно так формируются системы стресс-стилолитов и кливаж [16, 21], сочетающиеся с поперечными к ним отрывно-раздвиговыми структурами. В более крупных структурных системах вынос вещества из зоны сдвига осуществляется посредством *тектонического течения горных масс*, происходящего в пластической, квазипластической (хрупкокатастической) или разрывно-глыбовой форме [8, 10, 16]. Все эти процессы сопровождаются активной дезинтеграцией горных пород и их расплощиванием.

При исследовании геологической структуры и геодинамики формирования внутриматериковых альпинотипных орогенов (Альпы, Большой Кавказ, Пиренеи, Урал и др.) бросаются в глаза резкие различия между осевыми и краевыми тектоническими зонами, слагающими эти складчатые сооружения. В **осевых зонах** альпинотипных орогенов повсеместно отмечается: (1) преобладание субвертикальной делимости литосферы на всю доступную наблюдению глубину [16, 17, 20, 23, 24], причем в строго выдержанной системе круtyх и вертикальных тектонических швов заметно преобладают сдвиги, разноименные сдвиги и взрезы; (2) развитие системы регионального кливажа, как правило, субпараллельного

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

более крупным сдвиговым швам и осевым плоскостям сильно сжатых линейных складок; (3) высокая степень деформированности горных пород и характерный линзовидно-полосчатый структурный узор деформируемых толщ, местами превращенных в *ламинарии* [9] – структурные системы, сложенные субвертикально залегающими пластинами и линзами сильно тектонизированных пород; (4) широкое развитие структур расплощивания и тектонического течения [15, 18] и, вследствие этого, особенно резко выраженная линейность тектонических структур; (5) разнообразные признаки новейшей флюидно-магматической проработки (коллизионный магматизм; системы кливажа, линзы катаклазитов и бластомилонитов; телетермальная минерагения; выходы подземных газов и сильногазированных минеральных источников и др.); (6) линзовидное утолщение земной коры, а иногда и всей литосферы в целом («корни гор», фиксируемые различными геофизическими методами); (7) особое, как бы «перемешанное» состояние геофизической среды, слагающей эти литосферные корни («коромантийная смесь») [17, 23].

Краевые зоны альпинотипных складчатых сооружений построены существенно иначе. Очень важным (и нередко основным) элементом их поверхности структуры являются системы чешуйчатых надвигов и опрокинутых складок (тектонотип – южные склоны Альп и Большого Кавказа), а во многих случаях – крупные лежачие складки и тектонические покровы (тектонотип – пеннинские и гельветские покровы северного склона Альп [1, 19]; покровы Южно-Пиренейской зоны [24]). Часто наблюдаются переходы покровов в олистостромы [3, 7], а сами шарьяжные пластины иногда сопровождаются гравитационными структурами растяжения и повсеместно подстилаются сильно сжатыми структурами автогенного ложа [19]. Корневые («рубцовые») зоны этих шарьяжей расположены в приосевых частях орогена или погребены под пластинами более молодых покровов [1]. Тесные структурные и генетические связи шарьяжных пластин краевых зон альпинотипных складчатых систем и субвертикальных рубцовых зон прекрасно описаны в литературе [1, 19].

Несмотря на это, многие исследователи считают возможным распространять покровно-надвиговый стиль тектоники краевых частей альпинотипных орогенов на всю площадь складчатого сооружения, без учета перечисленных выше особенностей геологического строения осевых тектонических зон. В результате сегодня стала весьма популярной субдукционно-поддвиговая модель строения альпинотипных орогенов [2, 22, 25, 26, 28], связывающая особенности их строения с субдукцией одних континентальных плит под другие и формированием над зоной поддвига линзовидного утолщения литосферы вследствие многократного наслаждения здесь покровных аллохтонов («аллохтонная аккреция континентальной коры» [6]).

Другие исследователи, напротив, преувеличивают значение субвертикальной делимости земной коры и роль вертикальных движений в формировании альпинотипных орогенов, сводя всю сложную разрывно-

складчатую структуру этих складчатых сооружений к ступенчато-блоковым радиальным перемещениям и считая их следствием волновых («колебательных») движений земной коры [4].

Однако новейшие тектонофизические и сейсмологические данные об ориентировке тектонических полей напряжений [5,11,27] убедительно свидетельствуют о резком преобладании на материалах тектодинамической обстановки тангенциального сжатия, поперечного генеральному простиранию альпийских структур. Совершенно очевидно, что субвертикальная делимость осевых зон альпинотипных складчатых сооружений является *прямым следствием бокового стресса*, вызвавшего здесь широкое развитие сдвиговых структур разного ранга (от микроскопического кливажа до межрегиональных разломов и шовных зон); крупные субвертикальные швы и шовные зоны являются здесь региональными зонами сдвижения, расплющивания и тектонического течения [14–16,18,24], а отнюдь не взрезами, возникшими в результате «колебательных» вертикальных движений (как это полагали многие исследователи в 50-х и 60-х годов).

Отмеченные выше особенности строения внутриматериковых складчатых систем коллизионного типа позволяют предложить следующую **контракционно-сдвиговую геодинамическую модель альпинотипных орогенов** [16].

* Контиентальные (по А.Вегенеру – «сиалические») литосферные плиты (по Л.И.Красному, – «геоблоки») в условиях внутриматериковой коллизии приходят в лобовое столкновение друг с другом, в результате чего краевые части конвергирующих плит испытывают интенсивное боковое сжатие и региональное расплющивание. Происходит широкомасштабное истечение тектонизированного вещества из зоны коллизии и сокращение литосферы поперек этой зоны и, как следствие – массовое формирование разномасштабных (в том числе и региональных) сдвиговых систем, являющихся важнейшим структурным индикатором «жесткой коллизии».

* Истечение тектонизированного материала из сдвиговой зоны может происходить как вдоль простирания формирующихся сдвигов, так и в субверикальном направлении – к поверхности или в глубь литосфера. При движении материала вдоль простирания осевых зон образуется неоднородный латеральный тектонический поток, что приводит к проградации сдвиговой зоны, формированию горизонтальных диапиров и поперечных складок в периклинальной части складчатых сооружений; движение материала в глубь литосферы приводит к образованию «корней гор», а иногда и к отрыву литосферного слэба с погружением его в астеносферу; наконец, при истечении тектонизированного материала на поверхность Земли возникает горный рельеф, системы выжатых покровов и олистостромово-осадочная [3, 7, 16, 19] оторочка сдвиговой зоны, разрушение и переотложение которых довершают процесс выведения геологических масс из зоны межплитной коллизии. Представляется, что альпинотипные покровы и связанные с ними олистостромы (а также

продукты их разрушения и переотложения – в том числе весьма удаленного) содержат материал, выжатый из сдвиговых структур [13–19]. Объем масс, выжатых и перемещенных из зон сдвига, может дать представление о размерах сокращения ширины складчатых сооружений в процессе сдвижения обрамляющих их форландов [13].

* Широкое развитие деформаций сплющивания и тектонического течения свидетельствует о преимущественно вязкопластическом деформировании краевых зон сближающихся литосферных плит [16]. Такое резкое региональное понижение прочности литосферы в зонах сдвижения сиалических масс может быть объяснено их аномальной флюидизацией, что, в свою очередь, связано с процессами глубинной дегазации Земли вдоль линейных зон глубинного заложения.

Главнейшими структурно-геологическими эффектами такого развития событий оказываются следующие геологические феномены: (1) расплющивание и линеаризация краевых частей сближающихся плит, превращенных в разделяющую эти плиты демпферную зону межплитных деформаций; (2) образование вдоль этой зоны глубинной сдвиговой системы – осевой структуры возникающего альпинотипного орогена; (3) сокращение литосферы поперек простирации глубинной сдвиговой зоны («направленная контракция»); (4) вынос большого количества тектонизированного материала (в том числе глубинного) за пределы главной сдвиговой зоны – с переотложением его как на крыльях возникающего складчатого сооружения (в виде пакетов выжатых покровов, олистостромовых и молассовых толщ), так и в более удаленных осадочных бассейнах (в виде более тонко диспергированных осадков – дистальных членов сдвигового тектоноседиментационного ряда), а также с погружением литосферных масс в мантийную астеносферу; (5) прогрессирующее замедление встречного движения конвергирующих плит (вплоть до полной остановки процесса их сдвижения) с возможной перестройкой всей конвективной структуры.

Автор благодарен программе «Ведущие научные школы» (грант № НШ-5280.2006.5) за финансовую поддержку исследований.

Литература

1. Ажигарей Г.Д. Шарьяджи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 155 с.
2. Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдуев С.И. Региональные примеры тектонически расслоенных аккреционных систем. Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 196–214.
3. Белоостецкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238с.
4. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
5. Гущенко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 26–51.
6. Книппер А.Л. Тектоническая расслоенность как закономерный результат развития земной коры в неоге // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С.5–16.

7. Леонов М.Г. Покровы и сопровождающие их явления тектонической переработки пород // Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 27–47.
8. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С.105–146.
9. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев, 1995. 159 с.
10. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8–25.
11. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, вып.5. М.: Изд-во МГУ. 1973. С.57–107.
12. Расцветаев Л.М. Сдвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С.136–140.
13. Расцветаев Л.М. Об определении параметров горизонтального сокращения литосферы, связанного с развитием глубинных сдвиговых зон // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С.417–420 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.0).
14. Расцветаев Л.М. Коллизия: подвиг или содвиг? // Коллизионная стадия развития подвижных поясов (тектоника, магматизм, седиментогенез, метаморфизм, металлогенез). Екатеринбург, 2000. С. 86–87.
15. Расцветаев Л.М. Особенности строения осевых зон коллизионных орогенов // Новые идеи в науках о Земле: Материалы V Международной научной конференции. М., 2001. С. 68.
16. Расцветаев Л.М. Некоторые актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333–373.
17. Расцветаев Л.М., Греков И.И., Компаниец М.А., Корсаков С.Г., Литовко Г.В. и др. Глубинное строение Большого Кавказа: сдвиговая модель // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2004. С. 100–103 (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 2).
18. Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н., Энна Н.Л., Корсаков С.Г. Расплющивание и тектоническое течение горных пород в осевых зонах Большого Кавказа // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С.420–424 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
19. Руженцев С.В. Некоторые общие закономерности формирования покровных структур // Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 19–27.
20. Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН. Т.375, №5. 2000. С.662–665
21. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Деформационно-химические парагенезы и их роль в анализе тектонических структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.:ГЕОС, 1997. С.168–170.
22. Хайн В.Е., Лобковский Л.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Геотектоника. 1990. №6. С. 20–30.
23. Шемелев А.Г., Пруткий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе–Армавир // Тектоника неогея: Общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. С. 316–320 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 2).
24. Шукрун П., Сэйюре М. Тектоника Пиренеев: роль сжатия и силы тяжести // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 154–168.
25. Beaumont C., Fullsack P., Hamilton J. Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere // Tectonophysics. 1994. V. 232. P. 119–132.
26. Khain V.E. Structure and Evolution of Nappe-Fold Edifices of the Alpine-Himalayan Belt: A Comparison // Inter. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 374–387.
27. Muller B., Zoback M., Fuchs K., Mastin L., Gregersen S., Pavoni N., Stefansson O., Ljunggren C. // Regional Patterns of Tectonic Stress in Europe // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, № 138. P. 11,783–11,803.
28. Pfiffner O.A. Crustal shortening of Alps along EGT profile // The European geotraverse: Integrative studies. Strasbourg, 1990. P. 255–262.

Особенности квазипластического течения трещиноватых сред

Наши представления о процессе деформирования горных массивов опираются на опыт, накопленный в рамках моделирования (физического и математического) деформаций конструкционных материалов. Обычно учет различия в свойствах горных пород и материала конструкции (бетона, композитного материала и др.) достигается введением эффективных свойств горных пород, в которых дефекты, микро- и макронеоднородности размазываются по объему среды. Считается, что в этом случае мы можем использовать те же уравнения, которые применяются в конструкционной механики. Ранее в работах (1991, 2001 гг.), которые были посвящены исследованию уравнений состояния тонкослоистых сред, сминаемых в шевронные складки, нами было показано, что длительность действия нагрузок и развиваемые за эти времена деформации определяют реологические свойства таких сред, как среды, обладающие деформационной анизотропией. В таких средах изменение компонент тензора вязкости среды связано с изменением геометрии слоев в крыльях складки (наклон, мощность). Подобное поведение уравнений состояния твердых тел невозможно себе представить в материалах конструкций, основное расчетное требование к которым как раз и заключается в неизменности геометрии. В настоящей работе будет показано, что трещинное течение горных пород также обладает рядом уникальных особенностей, которые в рамках конструкционной механики не учитываются и которые упускаются также и в геомеханике.

Массивы горных пород в их естественном залегании обладают большим числом дефектов в виде поверхностей пониженной прочности, реализуемых при деформировании среды в виде разрывов сдвигового типа. На определенном масштабном уровне осредненная деформация массивов, возникающая за счет совокупности разрывных смещений, может рассматриваться с позиции континуальной теории деформаций. Если следовать базисным законам теории пластичности, то для данной структуры геологической среды как на уже существующих разноориентированных плоскостях пониженной прочности, так и на вновь создаваемых разрывах, должны реализовываться направления смещений, для которых достигается максимальность диссиляции внутренней упругой энергии.

Результаты анализа сильных (катастрофических) землетрясений, в очаговых зонах которых реализуется несколько плоскостей разрывов, подтверждают приведенное выше базисное положение теории пластичности. Оказалось, что направление разрывных смещений таких сложных очагов диктуется не требованием теории дислокационной пластичности Батдорфа–Будянского, определяющим их совпадение с направлением

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

векторов касательных напряжений, действовавших вдоль плоскостей разрывов до их образования или активизации

$$t_i^\alpha = s_i^\alpha = \frac{n_i^\alpha}{|\tau_n^\alpha|} \sum_{j=1}^3 (\sigma_i - \sigma_j) (n_j^\alpha)^2, \quad (1)$$

а стремлением тензора снимаемых в очаге деформаций стать подобными тензору упругих деформаций (главные оси параллельны, вид эллипсоидов одинаковый), сформированному в среде до землетрясения. Подобие этих тензоров определяет максимально эффективный способ рассеивания внутренней энергии и представляет собой **закон максимально эффективной диссипации энергии** (МЭДЭ) для трещиноватых сред. Для изотропной среды закон МЭДЭ определяет близость главных осей тензора момента центроида (СМТ-решения) землетрясения с главным осями тензора тектонических напряжений σ_i ($i=1, 2, 3$) и равенство их коэффициентов Лоде–Надаи $\mu_\sigma = \mu_{\text{CMT}}$:

$$\sum_\alpha (n_i^\alpha s_j^\alpha + n_j^\alpha s_i^\alpha) = 0 \text{ при } i \neq j; \quad \frac{3 \sum n_2^\alpha s_2^\alpha}{\sum_\alpha n_1^\alpha s_1^\alpha - \sum_\alpha n_3^\alpha s_3^\alpha} = \mu_\sigma. \quad (2)$$

В выражениях (1), (2) n_i^α , s_i^α и t_i^α – направляющие косинусы полюса разрыва, единичных векторов, определяющих направления смещений и действия касательных напряжений τ_n^α вдоль плоскости разрыва номера $\alpha=1,2\dots$ в сложном очаге. Выражения (1) и (2) записаны в системе координат, связанной с главными осями тензора тектонических напряжений σ_i . Условия (2) для случая, когда число разрывов в очаге больше четырех, должно дополняться требованием максимальности диссипации внутренней энергии

$$\Delta E = \max(S_{ij} \sigma_{ij}), \quad (3)$$

где S_{ij} – тензор момента центроида, а ΔE – выделяющаяся энергия.

Положение о подобии СМТ-решений сильнейших землетрясений тензору тектонических напряжений определяет стратегию выявления возможности возникновения сильного афтершока. Сильный афтершок следует рассматривать как завершающий акт катастрофического землетрясения, позволяющий осуществить выполнение указанного выше требования. В случае, когда СМТ-решения основного события соответствуют тензору тектонических напряжений, возникновение сильного афтершока исключается.

Для слабых землетрясений, в очаге которых реализована одна плоскость, закон МЭДЭ реализуется в течение некоторого интервала времени на совокупности близко расположенных землетрясений. Этот закон определяет взаимосвязь разрывных смещений в очагах не только с параметрами тензора тектонических напряжений, но и с характером разрывных смещений, реализованных на разрывах ближайшего окружения. Выполнение закона МЭДЭ возможно для установившегося квазипластического течения, когда в горных породах активизируются трещины максимально широкого спектра ориентировок (см. далее).

Другой особенностью трещинного деформирования горных пород является его нелинейность и продолжение квазипластического течения, т.е. накопления остаточных неупругих деформаций, и на стадии снятия нагрузки. Подобное поведение связано с тем, что горные породы обладают двумя характерными значениями прочности (рис. 1, а): первое значение прочности связано с преодолением минимального сопротивления сухого трения вдоль существующих разрывов и трещин, определяющим нижний уровень интенсивности напряжений, при котором начинают осуществляться разрывные смещения; второе – характеризует предел прочности эффективно ненарушенных участков, определяющий предельное соотношение между значениями максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего сжатия для напряженного состояния [Ребецкий, 2003].

На рис. 1,б представлен случай нагружения массива при постоянном положении центра большого круга Мора, определяемом значением нормального напряжения на площадке максимальных касательных напряжений ($\sigma_0 = (\sigma_1 + \sigma_3)/2 = -(p^* + \mu_\sigma \tau/3)$) при $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ – главные напряжения, $p^* = p - p_{\text{fl}}$ – эффективное давление, τ – модуль максимальных касательных напряжений и положительном значении растягивающих напряжений). Пока круг Мора не пересекает линию минимального сопротивления сухого трения уже существующих разломов, среда деформируется упруго. Если при увеличении τ круг Мора пересечет нижнюю линию, то в массиве могут активизироваться ранее существовавшие разломы, имеющие ориентацию, определяемую величиной коэффициента поверхностного трения ($\operatorname{tg}\varphi_s = k_s$). Дальнейшее увеличение τ будет приводить к активизации старых разломов, плоскости которых все более отклоняются от начальной ориентации, что на диаграмме Мора отражается в увеличении площади, отсекаемой от большого круга нижней линией. Когда большой круг Мора коснется линии, определяющей эффективный предела прочности геомассива данного масштабного уровня осреднения его свойств, в массиве будут формироваться новые поверхности разрушения, ориентация которых диктуется углом внутреннего скола ($\operatorname{tg}\varphi_f = k_f$),

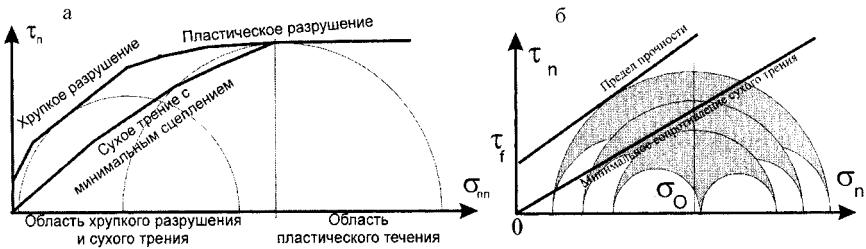


Рис. 1. Обобщенное представление хрупкого разрушения по Кулону–Мори и пластического течения трещиноватых массивов на диаграмме Мора (а) и круговые диаграммы Мора для $\sigma_0 = \text{const}$ и линии: предела прочности ненарушенных участков горных пород и минимального сопротивления сухого трения $k_f \neq k_s$ (б) –

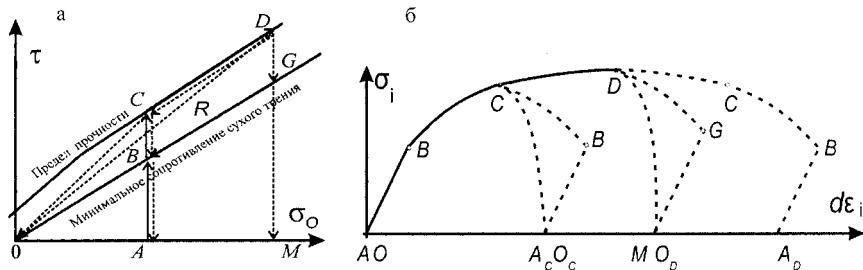


Рис. 2. Диаграммы Мора (а) и деформирования (б) для нагружения (сплошные линии) и разгрузки (пунктирные линии) для трещиноватого горного массива

а диапазон ориентации плоскостей существующих трещин, вовлекаемых в трещинное течение, будет максимально широким.

Рассмотренный на рис. 1, б пример представлен в виде диаграмм Мора (рис. 2, а) для площадок действия максимальных касательных напряжений (точка O рис. 1, б) и деформирования (см. рис. 2, б). Упругой стадии отвечает линейный отрезок AB . Деформации на стадии BC будут складываться из чисто упругих и квазипластических, формирующихся за счет сдвиговых смещений по ранее существовавшим и активизировавшимся вновь трещинам. Если произвести разгрузку вдоль линии CBA_c , то при повторном нагружении A_cB предел упругости будет достигнут при первоначальных его значениях. При разгрузке величина остаточных деформаций зависит от пути разгрузки (см., например: DGM , DO_D , или $DCBA_D$). Это связано с наличием нижнего порога сопротивления сухого трения существующих трещин и разломов.

Важно отметить, что стадия увеличивающейся интенсивности трещинного течения (*AB*) осуществляется в условиях изменяющегося закона упругопластического течения. Начальная стадия трещинного течения (вблизи точки *B*) для произвольного вида тензора напряжений характеризуется большими различиями между видом тензоров упругих и остаточных трещинных деформаций – неустановившееся течение. Сближение их происходит при приближении большого круга Мора к пределу прочности горных пород, когда активизируются трещины широкого спектра их ориентировок, течение становится установившимся (выполняется закон МЭДЭ).

Работа поддержана РФФИ, проекты №№ 06-05-64410, 06-05-64409; программой №6 фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

**В.В. Ревердатто¹, С.Н. Коробейников¹, И.И. Лиханов¹,
О.П. Полянский¹, В.Г. Свердлова¹**

Коллизионный метаморфизм в континентальной литосфере

Коллизионный метаморфизм, сопровождающий разномасштабные деформации в континентальной земной коре, происходит при низком геотермическом градиенте $\sim 7\text{--}20^\circ\text{C}/\text{км}$, при давлении $P \approx 4\text{--}15$ кбар и температуре $T \approx 200\text{--}700^\circ\text{C}$. При этом формируются породы фаций умеренных и высоких давлений. В глубоко погруженных (субдукционных и конвергентных) комплексах могут достигаться даже условия фации алмазоносных перидотитов и эклогитов: T до $\sim 1000^\circ\text{C}$ и $P > 40$ кбар. Существование геотермического градиента при метаморфизме ниже среднеземной величины может быть связано с относительной кратковременностью событий и недостижением термического равновесия между взаимодействующими блоками пород (поскольку изменения температуры происходят гораздо медленнее, чем давления). Давление во всех типах метаморфизма контролируется, главным образом литостатической нагрузкой [1,2].

Образование метаморфических пород высоких / сверхвысоких давлений (коэсит- и алмазосодержащих) в разных районах мира непротиворечиво может быть объяснено лишь в рамках очень глубокого погружения земной коры в результате внутриконтинентальной коллизии. Примеры такого метаморфизма известны в Западном гнейсовом регионе (Норвегия), в Kokчетавском массиве (Казахстан), в районе Даби-Шан (Китай), в массиве Дора-Майра (Западные Альпы), в Богемском массиве (Центральная Европа) и др. Недавно коэситсодержащие эклогиты найдены в Гималаях, и это сближает коллизионный метаморфизм, вызванный крупными надвигами и покровами в континентальной земной коре,

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

с погружением плит при их конвергенции. Обычные неглубинные надвиги при столкновении блоков земной коры нередко также выступают в качестве причины метаморфизма, но при меньших P - T параметрах, чем в Гималаях [3,4]. Возникающая при надвигах метаморфическая зональность может быть своеобразна, характеризуясь либо почти изотермическим ростом давления [4,5], либо инверсией P - T параметров [6].

И субдукция / конвергенция плит и надвиги / подвиги менее крупных блоков земной коры с точки зрения механики могут рассматриваться как процессы деформирования твердых тел, различающихся главным образом масштабами взаимодействия, длительностью, термомеханическими свойствами материалов и P - T параметрами. Коллизионный метаморфизм при надвигах / подвигах блоков пород происходит в условиях разнообразия начальных механических, температурных и геометрических факторов, обусловленных геологией и тектоникой. В результате структурной и термической перестройки проявляются разные типы метаморфической зональности в зависимости от P - T условий, теплофизических свойств и скоростей движения взаимодействующих блоков [7].

Физические механизмы как при субдукции, так и при конвергенции плит все еще остаются не вполне понятными, несмотря на усилия исследователей, сделанные за последние десятилетия. Очевидно, что распределение сил в сталкивающихся плитах в рамках реальных физических параметров литосферы должны быть таковыми, чтобы обеспечить сравнительно «быстрое» погружение. Применительно к внутренне континентальной коллизии наиболее обычными тектоническими событиями представляются поддвигание / надвигание блоков, смятие земной коры, складчатость, изгиб и деформация литосферных плит, причем горизонтальная сила, управляющая движением, должна быть достаточно велика, чтобы преодолеть выталкивающее сопротивление мантии. Решение этой сложной геодинамической задачи возможно на основе имеющейся информации в рамках математического моделирования. При этом число разумных вариантов решения, судя по геологическим данным, явно должно быть ограниченным.

Современное состояние геодинамики свидетельствует, что для моделирования разномасштабных процессов субдукции / конвергенции плит в литосфере и надвигов / подвигов в земной коре с успехом могут быть использованы программы для численного решения двумерных задач механики деформированного твердого тела в поле силы тяжести с учетом геометрической и физической нелинейностей. Плоские нелинейные модели могут быть применены к изучению деформации стратифицированной литосферы, варьирующей по плотности, вязкости, температуре и другим параметрам. Материал литосферы в таких моделях предполагается термоупругим, учитывающим деформацию ползучести. Физические параметры материала подбираются как отвечающие свойствам континентальной коры, литосферы и мантии. Погружающаяся область, моделирующая субдукцию или конвергенцию, либо определяется контактом

между сдвигающимися литосферными плитами, либо инициируется малым участком с особыми физическими свойствами.

Большой интерес представляет также решение задач с надвигающимися или поддвигавшимися блоками земной коры с заданными углами наклона на контактах. Неравномерное распределение температуры при этом достигается решением стационарного уравнения теплопроводности. Как задача механики деформируемого твердого тела, так и задача теплопроводности решаются методом конечных элементов. Это наиболее подходящий способ численного решения задач математической физики с произвольными областями [3,8]. Идея метода заключается в аппроксимации неизвестных функций интерполяционными полиномами, определенными на локальных участках (конечных элементах). Так как ползучесть материала предполагает пересчет напряжений в постоянном поле действующих внешних сил, то задача механики деформируемого твердого тела решается как квазистатическая. При этом уравнения равновесия решаются шаговым интегрированием по времени с дальнейшим уточнением с помощью метода Ньютона-Рафсона. Так как область, в которой распределено температурное поле, будет изменяться на каждом шаге по времени, то задача теплопроводности также будет решаться заново на каждом шаге по времени. Полученные в ходе моделирования оценки варьирующих температуры и давления нагрузки в породах на соответствующем расстоянии от поверхности Земли могут быть использованы для определения эволюционирующих P - T условий метаморфизма пород, имея в виду, что фазовые переходы осуществляются гораздо быстрее, чем изменение температуры.

В последние годы появилось ряд публикаций по математическому моделированию погружения и деформации континентальных плит при их схождении (конвергенции) и коллизии [9–11]. В этих работах численное моделирование применялось для того, чтобы исследовать температурно-зависимое вязкогипластичное течение несжимаемого материала. Для решения в конечных элементах использовался метод Эйлер-Лагранжа с подвижной сеткой. В результате были получены выводы о том, что конвергенция континентальных плит приводит к сложному взаимодействию со складчатостью, сдвигами, взбросами и асимметричными поддвигами, со скучиванием слоев и др. При особых условиях имеет место процесс, который может быть назван «расславлением» литосферы. Все это сопровождается орогенезом; в результате происходит сильное утолщение верхней и нижней литосферы, кое-где – подъем астеносферы. В зависимости от термического состояния литосферы может проявиться несколько фаз коллизии с разным стилем деформации. В рамках 2-мерного моделирования погружения при конвергенции континентальных плит с заданным углом контакта между ними получено, что литосферная плита может быть задвинута на глубину до ~120 км и определяющим фактором этого является тяговая сила мантийной конвекции. Величина этой силы и скорость движения плит в конечном итоге

являются главными предпосылками того, на какую глубину погружаются породы земной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ «Ведущие научные школы» – НШ-4922.2006.5 и РФФИ, проект № 05-05-64057.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.Б., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 435 с.
2. Ревердатто В.Б. Шеллев В.С. Геодинамические факторы метаморфизма и их моделирование: обзор и анализ проблемы // Геология и геофизика. 1998. Т.39, №12. С.1679–1692.
3. Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлова В.Г., Ревердатто В.В. Математическое моделирование как причина формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже // Докл. РАН. 2006. Т.408, № 4. С. 512–516.
4. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transsangarian region of the Yenisey ridge, eastern Siberia // J. Metamorphic Geol. 2004 V. 22. P. 743–762.
5. Spear F.S., Hicknott D.D., Selverstone J. Metamorphic consequences of thrust emplacement, Fall Mountain New Hampshire // Geol. Soc. Amer. Bull. 1990. V. 102. P. 1344–1360
6. Pecher A. The metamorphism in the central Himalaya // J. Metamorphic Geol. 1989. V. 7. P. 31–41.
7. Ruppel C., Hodges K.V. Pressure – temperature – time paths from two-dimensional thermal models: prograde, retrograde and inverted metamorphism // Tectonics. 1994. V. 13. P. 17–44.
8. Коробейников С.Н. Нелинейное деформирование твердых тел. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 262 с.
9. Pysklywec R.N., Beaumont C., Fullsack Ph. Lithospheric deformation during the early stages of continental collision: numerical experiments and comparison with South Island, New Zealand // J. Geophys. Res. 2002V. 107, N. B7. P. ETG 3 – 1–19.
10. Vanderhaeghe O., Medvedev S., Fullsack P., Beaumont C., Jamieson R.A. Evolution of orogenic wedges continental plateaux: insights from crustal thermal-mechanical models overlying subducting mantle lithosphere // Geophys. J. Int. 2003. V. 153. P. 27–51.
11. Wang Zhimin, Xu Bei, Zhou Yaogqi, Xu Hehua, Huang Shaoying. Two-dimensional numerical modeling research on continent subduction dynamics // Acta Geol. Sinica. 2004. V.78, N. 1. P. 313–319.

Е.А. Рогожин¹, А.Н. Овсяченко¹, А.В. Мараханов¹, С.С.Новиков¹

Тектоническая позиция и геологические проявления Олюторского землетрясения 20 (21) апреля 2006 г. в Корякии

На территории Олюторского района на севере Камчатской области 20 апреля 2006 г. в 23 час 25 мин по Гринвичу или 21 апреля в 12 час 25 мин по местному времени произошло сильное землетрясение с магнитудой $M_S=7,8$ ($M_W=7,6$). Расчетная интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне достигла 8–9 баллов по 12 балльной шкале MSK-64. Область максимальных сотрясений относится к зоне 8-балльного эффекта по Карте ОСР-97 А и В.

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

Эпицентральная зона землетрясения 2006 г., в значительной степени совпадающая с эпицентральной областью Хаилинского (Корякского) землетрясения 1991 г. [1, 2], располагалась в долине р. Вывенка восточнее с. Хаилино между двумя крупными хребтами Корякского нагорья: Пыльгинским и Ветвейским (рисунок). Корякское нагорье в тектоническом отношении является отражением межплитных геодинамических процессов на границе литосферных плит в районе Берингова моря: Северо-Американской, Берингоморской и Тихоокеанской [2]. Подтверждением представлений о наличии активных тектонических структур на западном обрамлении Командорской котловины является достаточно высокий уровень сейсмической активности в зоне тройного сочленения указанных литосферных плит и, в частности, выход очага землетрясения 2006 г. на поверхность в виде протяженной эшелонированной системы сейсмических разрывов.

Согласно решению механизма очага, рассчитанному в Национальном центре информации о землетрясениях Геологической службы США (NEIC), движение в очаге произошло под действием растягивающих напряжений, ориентированных в северо-восточном направлении. Ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, вкрест простирания Корякской горно-складчатой системы, что характерно для землетрясений этой зоны (Хаилинского 1991 г., Озерновского 1969 г. и др.). Механизм очага представляет собой взброс с небольшой правосдвиговой составляющей (см. рисунок). Обе нодальные плоскости имеют северо-восточное простижение, совпадающее с направлением Курило-Камчатской дуги и простиранием хребтов Корякского нагорья.

Из сейсмогенных нарушений поверхности выявлены первичные и вторичные сейсмодислокации. Обнаружен и закартирован выход сейсмического очага на поверхность в виде эшелонированной системы сейсморазрывов общей длиной около 140 км (см. рисунок), имеющий генеральное северо-восточное простижение. По кинематике смещений сейсморазрыв довольно резко делится на два основных сегмента. Юго-западный сегмент, расположенный юго-восточнее с. Хаилино, представляет собой практически чистый сдвиг. Большая часть сегмента имеет правосдвиговую кинематику, за исключением крайнего, юго-западного, участка длиной около 16 км, с левосдвиговой морфологией смещений. Горизонтальная амплитуда в пределах всего сегмента не превышает 1,5 м. Северо-восточный сегмент, расположенный к северо-востоку от с. Хаилино характеризуется взбросо-сдвиговой кинематикой. Амплитуда вертикальных смещений составляет до 3,0 м, а горизонтальных правосдвиговых – около 1 м. На довольно протяженных отрезках сейсмический разрыв в пределах северо-восточного сегмента приобретает близмеридиональное простижение. В этом случае он представляет собой структуру сжатия в виде антиклинального вала, либо пологий взбросо-надвиг. Сокращение поверхности в пределах таких участков измеряется величиной 1,5–2,0 м.

В некоторых местах в зияющей трещине, возникшей на гребне валов сжатия, наблюдается приповерхностный разрез голоценовых отложений.

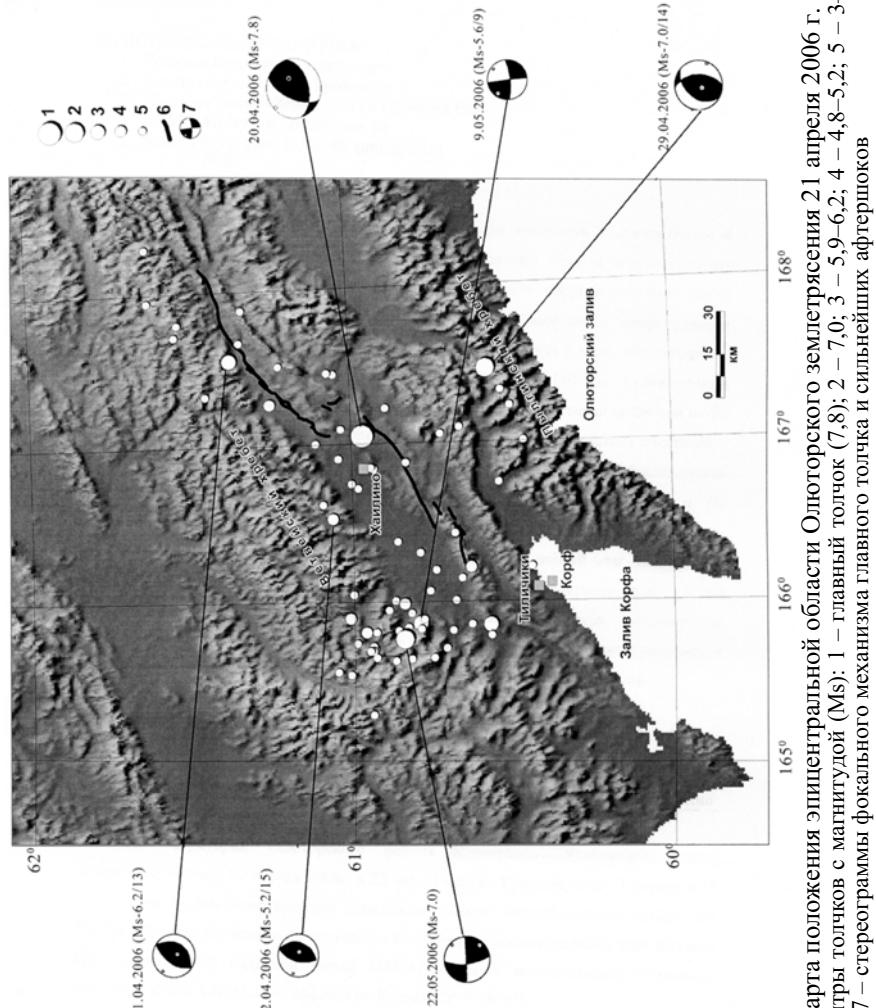


Рисунок. Карта положения эпицентров землетрясения 21 апреля 2006 г.
1–5 – эпицентры толчков с магнитудой (Ms); 1 – главный толчок (7,8); 2 – 7,0; 3 – 5,9–6,2; 4 – 4,8–5,2; 5 – 3–4,7; 6 – трасса
сейсморазрыва; 7 – стереограммы фокального механизма главного толчка и сильнейших афтершоков

На одном участке под мощным горизонтом современной торфяной почвы располагается слой светло-серого суглинка мощностью 30–40 см, под которым обнаруживается захороненная палеопочва толщиной 20–30 см. Из палеопочвы отобран образец на радиоуглеродное датирование. Возраст его составляет 6640 ± 60 лет (калиброванный возраст 7480–7573 BP; ИГАН 3212). Согласно палеосейсмогеологической интерпретации этого разреза предыдущее сильное землетрясение в том же очаге, сопровождавшееся возникновением приразломного вала, произошло примерно 7500 лет назад.

Из вторичных нарушений обнаружены вибрационные и гравитационные структуры: трещины, осыпи, грифоны и грязевые сопки. Трещины вторичного происхождения отличаются от нарушений зоны первичного сейсмотектонического разрыва отсутствием ярко выраженных вертикальных или сдвиговых смещений крыльев. Обычно эти деформации являются зияющими трещинами растяжения и характеризуются либо бессистемным распределением на поверхности с точки зрения их простирания, либо, что встречается чаще, преобладающей ориентировкой параллельно каким-то определенным элементам микрорельефа.

Со многими вибрационными трещинами связаны специфические сейсмодислокации, возникшие в результате разжижения грунта: грифоны, песчаные сопки, разливы обводненного песка и песчано-гравийной массы на обширных участках вдоль этих трещин. Сейсмодислокации данного типа возникли только на участках, где почвенные и грунтовые воды располагаются вблизи поверхности.

Осыпи мелкообломочного материала вулканомиктового состава образовались в привершинных частях юго-восточных склонов хребта Останцовский и гор Яхтынын в полосе трассирования первичного сейсморазрыва. На многих крутых участках склонов этих гор сформировались оплывины снега. По оценке макросейсмической приуроченности вторичных сейсмодислокаций они обычно возникают и широко распространяются в зонах 7–9 балльных сейсмических воздействий.

Система первичных и вторичных сейсмодислокаций в целом охватывает овальную в плане область длиной около 180 км и шириной – 60 км, длинная ось которой ориентирована с юго-запада на северо-восток. Площадь, затронутая изученными сейсмодислокациями, величина смещений по сейсморазрывам позволяют оценить уровень интенсивности сейсмических сотрясений на основании новой макросейсмической шкалы INQUA [3], учитывающей геологические проявления землетрясений. Для Олюторского землетрясения эта величина в эпицентральной области составляет 9–10 баллов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№05-05-64170-а, 06-05-02101-э_к, 06-05-79024-к).

Литература

1. Зобин В.М., Бахтиаров В.Ф., Борисенко В.Н. и др. Корякское землетрясение 8 марта 1991 г. // Землетрясения в СССР в 1991 г. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 76–88.

- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. М.: Наука, 1994. С. 103–122 (Вычислительная сейсмология; Вып. 26).
- Michetti A.M., Esposito E., Gürpinar A. et al. The INQUA scale. An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically-induced ground effects in natural environment // Memorie descriptive della carta geologica d'Italia. 2004. V. 67. 118 p.

М.В. Родкин¹

Модель сейсмотектоники малых тектонических напряжений

Сейсмические явления и значительная часть медленных тектонических деформаций обусловлены процессами локализации деформаций и развитием деформационной неустойчивости в горных породах. Еще десятилетие назад такие процессы трактовались, как правило, исключительно по аналогии с процессами разрушения в механике твердых тел, где разрушение порождается воздействием высоких внешних напряжений. В рамках такого подхода удается объяснить многое в характере разрушения горных пород, но адекватность этого подхода ограничена, по меньшей мере, тремя обстоятельствами. Во-первых, действующие в недрах Земли напряжения обычно существенно меньше экспериментально определяемых значений разрушающих напряжений [1 и др.]; во-вторых, в горных породах могут протекать различного рода процессы, приводящие к значительным изменениям прочности; в-третьих, в горных породах протекают различные процессы (например, метаморфические превращения), способные приводить к возникновению высоких внутренних напряжений. Отсюда следует, что процессы разрушения горных пород будут определяться не только воздействием внешних (тектонических) напряжений, но и изменениями прочностных свойств и величиной внутренних напряжений в горных породах. Среди факторов, влияющих на прочность горных пород, основное внимание обычно уделяется роли флюида, в первую очередь, величине давления флюида [2, 3, и др.]. Однако учет одного этого фактора не позволяет объяснить всего разнообразия характера сейсмотектонических процессов и внутренней структуры глубинных сдвиговых зон.

Неудовлетворительность традиционного подхода к описанию сейсмогенеза наиболее очевидна для случая глубоких землетрясений. Даже при существовании готового разлома, имеем величину силы сухого трения на разломе равную kP , где k – коэффициент сухого трения, ненамного меньший единицы [1, 4 и др.]; P – величина всестороннего давления, для средней мантии большая 10^2 ГПа. Получаемые отсюда значения kP на порядки

¹ Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия

величины превышают оценки величин действующих тектонических напряжений, верхняя граница величины которых близка к 10^2 МПа [1, 5, и др.]. При этом для глубоких землетрясений весьма маловероятны как значительная концентрация флюида, так и наличие слоев подплавления.

В рамках обычного подхода трудно объяснить также существование резких изгибов, довольно часто испытываемых холодными и жесткими литосферными плитами при погружении. Подобные изгибы плит, наиболее характерные именно для самых мощных холодных старых плит, могут возникать только при резком локальном росте пластичности вещества плиты, при проскальзывании одних участков плиты относительно других.

Перечисленные затруднения снимаются в рамках фазовой модели, где генезис глубоких землетрясений объясняется возникновением вдоль границ фазовых превращений слоя эффективно малой вязкости. Такое поведение, установленное по экспериментальным данным и имеющее полуэмпирическое описание, позволяет объяснить приведенные выше данные, не получающие объяснения в рамках традиционного подхода. Детальное описание фазовой модели глубокой сейсмичности приведено в: [6]. За прошедшие после опубликования модели годы положения фазовой модели получили новые подтверждения. В частности, новые сейсмические данные весомо подкрепляют модель глубокого землетрясения как подвижки в области фазовой границы.

Непосредственное распространение фазовой модели глубокой сейсмичности на условия земной коры невозможно по причине существенно более низких температур и малых средних скоростей метаморфических превращений. Соответствующие медленным скоростям превращений аномалии физических свойств также весьма малы, поэтому роль таких аномалий в развитии коровых сейсмотектонических процессов могла бы считаться несущественной. Известно, однако, что скорости превращений могут резко возрастать при каталитическом воздействии флюида и/или под действием высоких девиаторных напряжений. При этом возможно развитие положительной обратной связи между активностью флюидного режима и скоростями метаморфических превращений и деформации. Такой процесс и рассматривается в рамках флюидометаморфогенной (ФМ) модели сейсмотектогенеза как возможный механизм сейсмотектонической активизации в литосфере [7–9]. Основное отличие ФМ модели от общераспространенного подхода, трактующего флюид как механический агент, внедрение которого приводит к падению прочности вмещающей жесткой матрицы, состоит в более полном учете характера взаимодействия флюид–порода.

Некоторое различие процесса сейсмогенеза в рамках фазовой и ФМ модели землетрясений находит отражение в изменении ряда параметров сейсмичности на глубинах от 60 до (примерно) 90 км. При анализе таких различий рассматриваются, кроме обычных параметров очагов землетрясений, также средние различия глубины и момента события по определению сейсмического момента и гипоцентра землетрясения. Показан-

но, что тенденции изменения этих параметров различаются для событий выше и ниже 80–100 км. Характер изменений параметров неглубоких землетрясений отвечает ожидаемым изменениям параметров землетрясений с ростом давления. Иной характер изменчивости для глубоких землетрясений объясняется доминированием специфических глубинных механизмов сейсмогенеза. Исследуется выявленное различие в динамике землетрясений, развивающихся вглубь и в направлении к поверхности. Существование таких различий интерпретируется как следствие наличия в очаге землетрясений легкой флюидной фазы.

Важным элементом ФМ модели является обоснование существования двух режимов нахождения флюида в горных породах: равновесного и неравновесного. В обычно имеющем место термодинамически равновесном режиме вследствие низкой смачиваемости флюидом горной породы флюид образует скопления в углах зерен и на других нарушениях кристаллической структуры. При этом воздействие флюида на физические свойства горных пород (при правдоподобных невысоких значениях концентрации флюида) оказывается малым. Итуация резко меняется, если флюид оказывается распределенным вдоль границ зерен, что является термодинамически невыгодным и возможно только эпизодически, при изменениях структуры кристаллической решетки или под воздействием изменяющегося поля напряжений. В этом случае наличие даже малых концентраций флюида существенно влияет на физические свойства горных пород (электропроводность, вязкость, прочность пород, величину упругих модулей).

Реальность существования указанных двух режимов подкрепляется петрологическими данными: флюид в породах, как правило, образует локализованные включения, но при этом обычно фиксируются также и свидетельства существования в прошлом проникающего режима, с распространением флюида по границам зерен и другим нарушениям структуры. Из предположения о существовании равновесной и неравновесной структуры флюидной фазы в горных породах следует возможность достаточно быстрых и обратимых изменений физических свойств горных пород (временных увеличений электропроводности, сейсмической контрастности, уменьшений скоростей упругих волн), связанных с преобразованием структуры флюидной фазы без изменения концентраций флюида. Их отличием от вариаций, связанных с изменением концентрации флюида, является меньшее характерное время таких процессов. Действительно, трудно объяснить достаточно быстрые изменения физических свойств горных пород за счет таких процессов, как выделение и поглощение или перераспределение флюида. Выявление существования или отсутствия быстрых изменений физических свойств горных пород было отмечено автором в 1995 г. как возможный способ экспериментальной проверки ФМ модели. В последующие годы были опубликованы результаты наблюдений, свидетельствующие о реальности такого рода процессов.

Из ФМ модели следует, что величина напряженного состояния не является основным фактором, контролирующим интенсивность тектони-

ческого и сейсмического процессов. Большую роль играют взаимосвязанные процессы образования неравновесной структуры порового пространства и активизации метаморфизма. Такой вывод подкрепляется анализом сейсмического режима. На основе анализа Гарвардского каталога показано наличие отрицательной корреляции между числом событий и характерной величиной кажущихся напряжений. Возникновение такой связи в предположении обусловленности сейсмического процесса уровнем тектонических напряжений совершенно непонятно. В совокупности представленные результаты можно трактовать как модель сейсмотектоники малых тектонических напряжений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-64334 и программы поддержки ведущих научных школ НШ-5009.2006.5.

Литература

1. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
2. Киссин И.Г. Флюидонасыщенность земной коры, электропроводность, сейсмичность // Физика Земли. 1996. № 4, С. 30-40.
3. Mille, S.A. Nur A., Olgaard D.L. Earthquakes as a coupled shear stress – high pore pressure dynamic system // Geoph. Res. Lett. 1996. V. 23. P. 197–200..
4. Pryer L.L. The effect of water on feldspar strength in experimental deformation // Phys. Chem. Earth. 1997. V.22, N 1/2. P. 39–42.
5. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
6. Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука, 1989. 158с.
7. Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М.: Нац. Геоф. Ком., 1993а, 194 с.
8. Rodkin M.V. Crustal earthquakes induced by solid-state transformations // J.Earth. Predict. Res. 1995. V. 4. P. 215–223.
9. Rodkin M.V. Contradictions in the Recent Seismological Notions // Phys. Chem. Earth. 1996. V. 21, N4. P. 257–260.

**А.Г. Родников¹, Л.П. Забаринская¹, В.Б. Пийп², В.А. Рашидов³,
М.В. Родкин¹, Н.А. Сергеева¹, Н.И. Филатова⁴**

Континентальные окраины: особенности глубинного строения

Исследование глубинного строения активных континентальных окраин переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану проводится в рамках международного проекта «InterMARGINS», в котором принимают участие свыше 20 стран. Эти исследования направлены на решение фундаментальной проблемы глубинного строения и эволюции активных конти-

¹ Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия

² Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

³ Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

⁴ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

нентальных окраин, характеризующихся высокой сейсмичностью, вулканизмом и природными катализмами, опасными для проживающего здесь населения. Активные окраины являются также районами современных интенсивных тектонических движений и гидротермальных процессов, областями накопления различного рода полезных ископаемых.

Одной из основных задач проекта является построение геодинамических моделей глубинного строения активных континентальных окраин с целью изучения недр Земли под сейсмоопасными зонами, вулканическими структурами, областями минерагении и осадочными впадинами, выявления роли глубинных процессов, протекающих в мантии Земли, в частности, в астеносфере, в формировании основных тектонических элементов континентальных окраин и образовании в них месторождений полезных ископаемых. Геодинамические модели включают геофизические поля и геолого-геофизические параметры, описывающие строение земной коры и верхней мантии.

Исследование глубинного строения континентальных окраин осуществляется на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. При построении геодинамических моделей используются результаты геологических, сейсмических, петрологических, геотермических, магнитных, электромагнитных и гравиметрических исследований. На геодинамических моделях показываются геофизические поля, геологическое строение осадочного чехла, строение земной коры и верхней мантии, размещение глубинных разломов, вулканов и их магматических очагов, распределение очагов землетрясений, глубины залегания астеносферы и отдельных диапиров, палео- и современные субдукционные зоны, распределение глубинных температур.

Отличительной особенностью глубинного строения переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии; процессы в них обусловливают формирование структур земной коры. Увеличение мощности астеносферы выявлено под всеми глубоководными котловинами переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану. Молодые и активные бассейны представляют собой области генерации новой океанической коры и литосферы, таким бассейнам отвечает выход кровли астеносферы непосредственно к подошве земной коры.

Характер геоида континентальных окраин как, по-видимому, и Земли в целом определяется глубинными плотностными неоднородностями, которые могут быть или статическими или динамическими, связанными с мантийной конвекцией. Так, для структур переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану характерна линейная связь остаточных высот геоида с возрастом заложения задуговых областей. Так как тектономагматическая активность обусловлена состоянием астеносферы и ее воздействием на земную кору (чем выше уровень залегания астеносферы, тем моложе возраст тектономагматической активности), то изменение высот геоида резонно связать с особенностями строения астеносферы.

Отмечается корреляция между геологическими структурами, тектономагматической активностью и строением верхней мантии. Тектонически активным регионам, таким как островные дуги, рифтовые структуры окраинных морей, соответствует мощная наиболее полно выраженная астеносфера.

На поверхности поднятиям астеносферы соответствуют рифтовые образования и излияния, в основном, толеитовых магм. Они располагаются в зонах растяжения и проявляются на фоне уменьшения мощности литосферы и высокого теплового потока.

Подтверждена связь теплового потока с тектономагматической активностью. Она выражается в увеличении теплового потока при омоложении возраста тектогенеза. Увеличение плотности теплового потока обусловлено внедрением в литосферу астеносферных диапиров, вызывающих тектономагматическую переработку земной коры и развитие вулканизма. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем выше значения теплового потока и тем более молодой возраст излияния толеитовых базальтов. При уровне залегания астеносферы, достигающем примерно 20 км, происходит раскол литосферы, образование междугловых прогибов, вдоль осевых линий которых образуются рифтовые структуры с излияниями толеитовых базальтов.

Вулканические породы островных дуг генетически связаны с процессом субдукции океанической литосферы. Их магматические источники располагаются в надсубдукционном клине в пределах верхней мантии, иногда в астеносфере.

Отмечаются соотношения: апвеллинг астеносферы к подошве коры островной дуги; раскол литосферы с формированием междугловых трогов; образование магматических очагов в коре и мантии; рифтогенез на поверхности с толеитовым магматизмом и гидротермальным проявлением сульфидов.

Сульфиды связаны с рифтовой стадией раскрытия междугловых трогов, (разваливанием островных дуг), обусловленного субдукционными процессами и плавлением субдукционного клина под островными дугами под действием горячих мантийных флюидов.

Структуры растяжения задуговых бассейнов в переходной зоне представляют синсдвиговые бассейны пулл-апарт, при возникновении которых главенствовал структурный контроль, обусловленный взаимодействием литосферных плит. Структуры различались степенью растяжения – с утонением континентальной коры или ее разрывом (при спрединге) и формированием океанической коры. Общность бассейнов заключается в синхронной однотипной динамике магматизма и сходном строении подкоровых областей. Задуговым бассейнам соответствует вызванный литосферным растяжением и вторичной конвекцией в мантии тылового бассейна астеносферный апвеллинг, причем уровень подъема астеносферного диапира обнаруживает положительную корреляцию со степенью корового растяжения. Последний фактор определяет и динамику магматизма: ранние этапы рифтогенеза сопровождались базальтоидами, связанными с участками гид-

ротермально измененной верхней мантии, тогда как максимальное растяжение коррелируется с толеитами астеносферных источников.

Формирование осадочных бассейнов определяется развитием в верхней мантии астеносферных диапиров, содержащих также и восстановленные углеводородные флюиды. При апвеллинге астеносферы к земной коре происходит раскол литосфера, заложение рифтовых структур, базальтовые (в основном толеиты) излияния магмы, активные гидротермальные процессы с образованием сульфидных месторождений, обвальная седиментация. Астеносферные диапирсы представляют собой каналы, по которым горячие углеводородные флюиды проникают в осадочные бассейны. Вызванные астеносферным апвеллингом повышенный тепловой поток, магматическая активность и прогрев осадочной толщи становятся условиями, способствующими формированию месторождений нефти и газа в осадочных толщах задуговых бассейнов. Указанные общие особенности вероятно отражают единый механизм формирования осадочных бассейнов региона – в ходе разновозрастных процессов тылового спрединга, осложненных канализированными восходящими потоками флюидных расплавов.

Литература

1. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Ред.: А.Г. Родников, И.К. Туевов и В.В. Харахинов. М.: НГК, 1996. 338 с.
2. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др. Геотраверс региона Охотского моря // Вестн. КРАУНЦ, 2005. № 5. С. 45–57.
3. Piip V. B., Rodnikov A.G. The Sea of Okhotsk crust from deep seismic sounding dat // Russian J. Earth Sci. 2004. V. 6. P. 1–14.
4. Rodkin M.V., Rodnikov A.G. Origin and structure of back-arc basins: new data and model discussion // Phys. Earth and Planet. Inter. 1996. V. 93. P. 123–131.
5. Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Deep structure of the Eurasia-Pacific transition zone // Russian J. Earth Sci. 2001. V. 3, N 4. P. 293–310.

**О.М. Розен¹, Л.К. Левский², Д.З. Журавлев³, З.В. Специус⁴,
А.Я. Ротман⁴, Н.Н. Зинчук⁴, А.В. Манаков⁴, В.П. Серенко⁴**

Анабарская коллизионная система: ~600 млн лет эволюции в составе суперконтинента Колумбия

Древние кратоны, выходящие поверхность (щиты) и перекрытые чехлом (платформы), представляют собой мозаику аккретированных палеоконтинентов (микроконтинентов) [3], превращенных в тектонические блоки (террейны и супертеррейны – провинции), ограниченные су-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

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

³ Институт минералогии и геохимии редких элементов (ИМГРЭ) МПР РФ, Москва, Россия

⁴ Якутское научно-исследовательское геолого-разведочное предприятие (ЯНИГП) АК «АЛРОСА», Мирный, Россия

турами, или коллизионными швами. Коллизионные системы раннего докембрия формировались как горные сооружения гималайского или альпийского типа. Процессы аккреции в геологической истории периодически преобладали. Тогда все сиалические массы, предположительно, сбивались в один общий агрегат – суперконтинент. Первым был Кенорленд, или Пангея-0 ~ 2,7 млрд лет назад, вторым – Лаврентия [3] или Пангея-1 в интервале 2,0–1,8 млрд лет назад. Он объединил почти все коллизионные орогены того времени. Но, вместе с аккреционными магматическими орогенами Балтики и юга Канадского щита, продолжительность его существования оказалась больше – вплоть до 1,3 млрд лет назад, и он получил название Колумбия [4] (рис. 1).

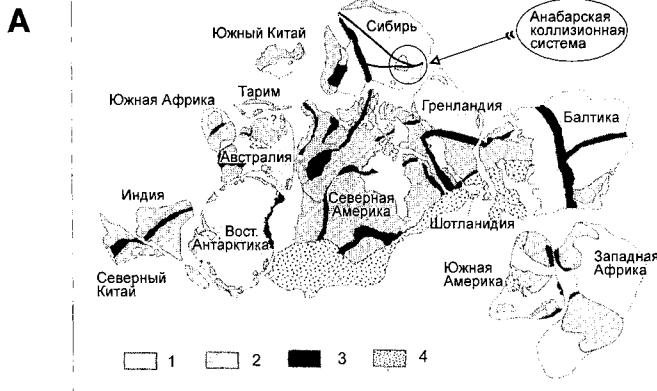
Для датирования коллизионных событий используются ее два петрологических следствия. 1) самопроизвольный разогрев коллизионной призмы [2], когда происходит ареальный метаморфизм террейнов, а в обводненных сутурах выплавляются гранитоиды; 2) коллапс (обвал) горного сооружения, когда вязкость коры снижается до некоторого критического уровня вследствие повышения температуры, астеносфера входит в контакт с нижней корой, внедряются мафиты.

В пределах кратона возраст вещества террейнов и перекрывающих их складчатых поясов по многочисленным, но разрозненным определениям составляет 3,4–2,3 млрд лет. Гранулитовый метаморфизм в террейнах по Sm-Nd минеральным изохронам, включающим гранат, пироксены, плагиоклаз и валовый состав из плагиогнейсов и метамафитов, датирован в 1,8–1,9 млрд лет. Те же значения получены U-Pb - методом по цирконам из мигматитов, гранитоидов и чарнокитов, локализованных в коллизионных зонах.

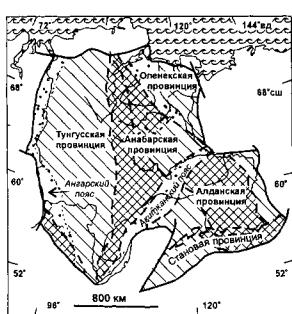
Анабарская коллизионная система состоит из гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов, образующих Анабарскую и Оленекскую провинции. Здесь были изучены образцы коровых включений в кимберлитах и кернах скважин с глубин 2–4 км, включающие преимущественно гранулитовые метамафиты. Выполнено 105 изотопных санализов [1]. Sm-Nd методом получены минеральные изохроны в интервале 2,20–1,63 млрд лет. Единичные значения $T(NdDM(2st))$, ~2.0 млрд лет указывают на позднее внедрение мафитов, как и известная дайка долерита, вероятно, в связи с локальным коллапсом системы (рис. 2). Интервал значений Rb-Sr минеральных изохрон отклоняется в сторону более молодых значений до 1,3 млрд лет вследствие более низких температур (~ 300°C) закрытия Rb-Sr системы, а при датировании одного и того же образца обоими методами Rb-Sr значения возраста составляют ~ 0,8 от Sm-Nd, что свидетельствует о запаздывании закрытия изотопной Rb-Sr системы примерно на 300 млн. лет.

Анабарская коллизионная система отражает временной интервал существования суперконтинента Колумбия, а именно: аккреция в интервале 2,2–1,6 млрд лет и далее – остывание вплоть до 1,35 млрд лет назад.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 03-05-64736, 02-05-64779, 06-05-64332.



Б



а 1
б 2
1
2
3
а б 4

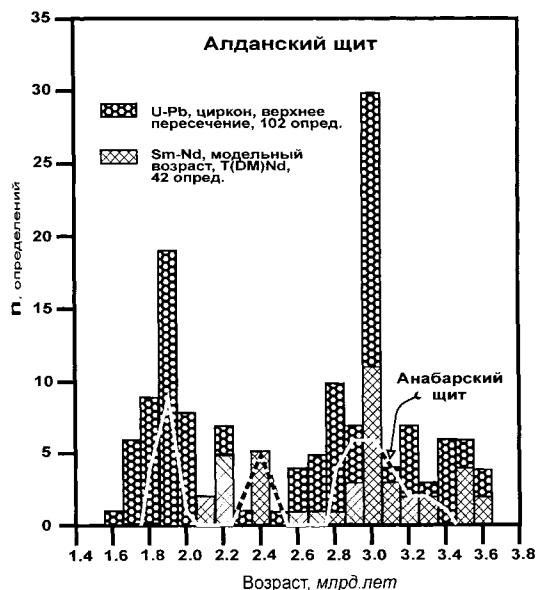


Рис. 1. Сибирский кратон и палеопротерозойский суперконтинент

А – реконструкция палеопротерозойского суперконтинента [4] и положение Анабарской коллизионной системы; 1, 2 – архейский и палеопротерозойский фундамент: 1 – погребенный под фанерозоем или под континентальными льдами, 2 – обнаженный; 3 – коллизионные орогены, 2,1–1,8 млрд лет; 4 – аккреционные орогены, 1,8–1,3 млрд лет. Б – Сибирский кратон [1]: 1 – архейские террейны, 3,5–2,5 млрд лет; а – гранит-зеленокаменные, б – гранулитгнейсовые; 2 – протерозойские складчатые пояса, 2,4–2,0 млрд лет; 3 – обнаженные площади; 4 – разломные зоны: а – ограничения кратона, б – сутуры в пределах кратона. В – предшествующие датировки Сибирского кратона (обзор см. в: [1])

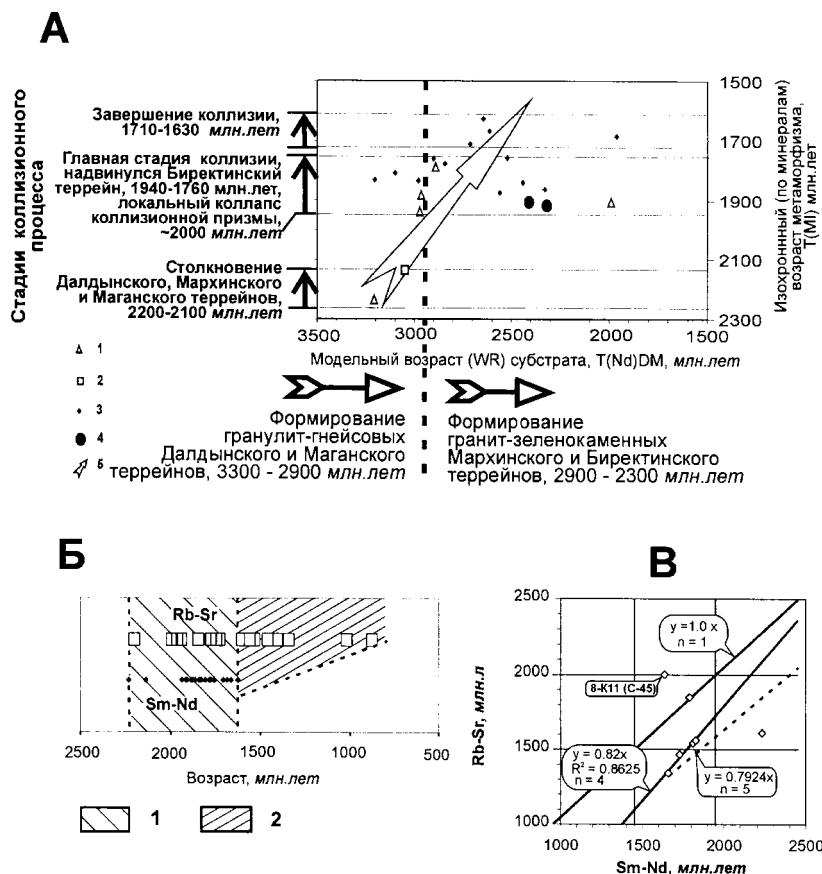


Рис. 2. Возраст процессов формирования и метаморфизма Анабарской коллизионной призмы [1]

А – соотношение модельных Sm-Nd значений возраста (по валовым пробам) и значений, полученных по минеральным изохронам; 1–4 – террейны, в пределах которых отобраны пробы: 1 – Далдынский, 2 – Маганский, 3 – Мархинский, 4 – Биректинский; 5 – возрастной тренд коллизионного метаморфизма. Б, В – соотношение Rb-Sr и Sm-Nd минерально-изохронных датировок: Б – сводная диаграмма всех данных: 1 – область совпадений, 2 – область уменьшенных значений, полученных Rb-Sr методом; В – сопоставление изохронных Rb-Sr и Sm-Nd значений, полученных для одних и тех же проб. Размер значков превышает значения аналитической ошибки

Литература

1. Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д. и др. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, №6. С. 3–24.
2. England P.C., Thompson B. Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism // J. Petrol. 1984. V. 25, pt. 4. P. 894–955.

3. Hoffman P.F. United plates of America, the birth of a craton: early Proterozoic assembly and growth of Laurentia // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1988. V. 16. P. 543–603.
4. Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // Earth Sci. Rev. 2004. V. 67. P. 91–123.

О.М. Розен¹, А.В. Манаков², Н.И. Горев², В.П. Серенко²

Структура Сибирского кратона как отражение процессов аккреции суперконтинентов Кенорленд, ~2,7 млрд. лет и Колумбия, 2,0–1,3 млрд лет назад

Возраст магматического вещества террейнов кратона, по цирконам, варьирует от 3,5 до 2,9 млрд лет, тогда же появились и обломочные породы – метапелиты и метаграувакки, где цирконы обнаруживают сходные значения, которые в целом отражают возраст блоков (микроконтинентов, островов) первозданной сиалической (континентальной) коры. Гранулированный метаморфизм, чарнокиты, соответствующие мигматиты и гранитоиды, являющиеся автохтонными или паравтохтонными выплавками при коллизии микроконтинентов, датируются по цирконам в 2,9; 2,7; 2,6 млрд лет в локальных проявлениях и во всех провинциях Сибирского кратона (обзор см. в: [5]). Геологическая конфигурация этих локальных проявлений неясна, однако, по всей вероятности, их причиной является процесс аккреции микроконтинентов в эпоху формирования первого суперконтинента Кенорленд, или Пангея-0 [3]. Кенорленд формировался в течение ряда этапов: 2,95; 2,7 и 2,6–2,5 млрд лет назад. Наиболее весомым доказательством его существования, помимо массового коллизионного гранитообразования того времени, являются обширные площади терригенных платформенных осадков с возрастом 2,5–2,3 млрд лет в Южной и Северной Америке и Западной Африке, предположительно составлявших единый бассейн на общем континентальном основании. Около 2,3 млрд лет назад Кенорленд распался на микроконтиненты.

Современная структура Сибирского кратона сформировалась в период аккреции суперконтинента Лаврентия, 2,0–1,8 млрд лет, или Пангея-1, а в более широком, современном понимании – суперконтинента Колумбия, 2,0–1,3 млрд лет. Коллизионные гранитоиды с возрастом 2,0–1,8 млрд лет образуют субширотную Южно-Сибирскую зону гранитоидов (коллизионный шов). Современные палеомагнитные данные подтвердили предположение о том, что в то время Сибирские террейны сочленялись с Северо-Американскими [4] и показали, что коллизионный шов находился в приэкваториальной области [1] (рис. 1). Столкновение обеих групп террейнов стало одним из завершающих эпизодов аккреции

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

² Якутское научно-исследовательское геолого-разведочное предприятие (ЯНИГП ЦНИГРИ) АК «АЛРОСА» Мирный, Россия

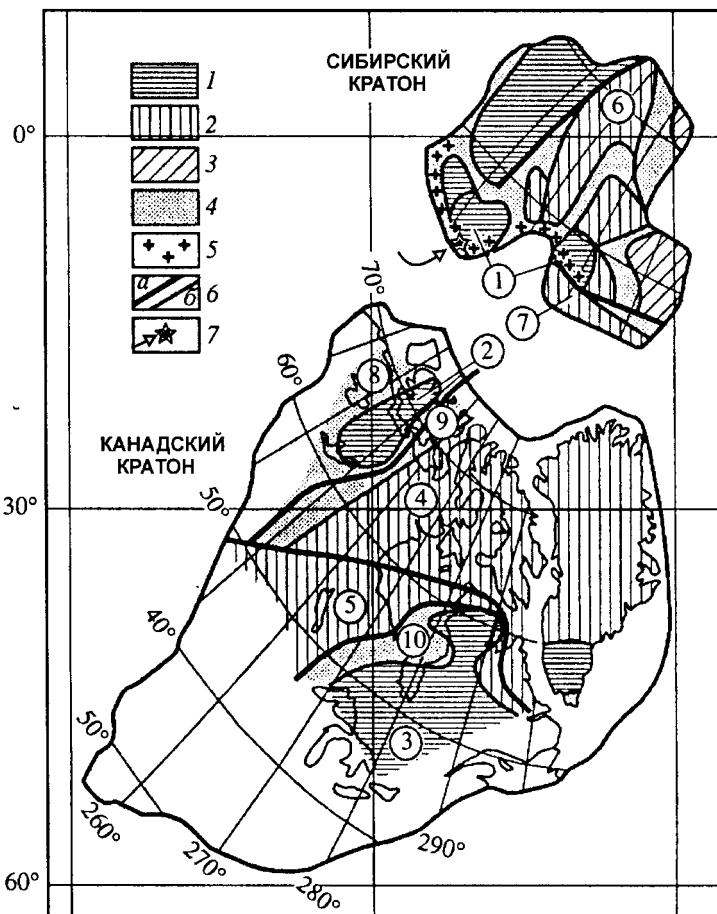
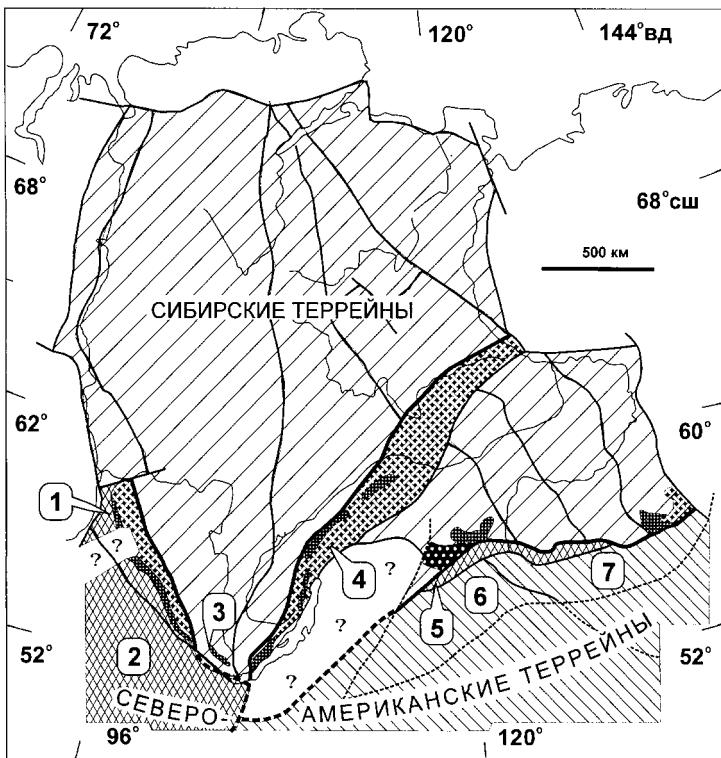


Рис. 1. Реконструкция взаимного расположения Канадского и Сибирского кратонов в позднем палеопротерозое (1830–1860 млн лет) (с изменениями по: [1])

1,2 – архейские домены: 1 – гранит-зеленокаменные, 2 – гранулито-гнейсовые; 3 – нерасчлененные области архейских доменов и протерозойских поясов; 4 – ранне-протерозойские коллизионные и аккреционные пояса; 5 – Южно-Сибирский пояс коллизионных гранитоидов; 6 – сутурные зоны (а), главные тектонические границы (б); 7 – положение участка исследований. Цифры в кружках: 1–7. Области: 1 – Онотская и Олекминская, 2 – Слейв, 3 – Сьюпирор, 4 – Рей, 5 – Хирн, 6 – Анабарская, 7 – Становая; 8–10 – пояса: 8 – Вопмей, 9 – Талтсон-Телон, 10 – Транс-Гудзон

Колумбии, когда сталкивались уже ранее аккрециированные террейны (составные терреины или супертерреины). Очевидно, что Южно-Сибирский коллизионный шов разделяет две группы аккрециированных терреинов – Сибирскую и Северо-Американскую (рис. 2).



Архей, 3,2-2,5 млрд. лет



Сибирская группа террейнов

Северо-Американская группа террейнов



Гранит-зеленокаменные террейны



Гранулит-гнейсовые террейны

Поздний палеопротерозой, 2,0-1,7 млрд. лет



Орогенные пояса: вулканиты, комагматичные граниты, осадки, метаморфизм зеленосланцевой до амфиболитовой фации,



Предгорные терригенные прогибы



Коллизионные гранитоиды Южно-Сибирской зоны



Коллизионные сутуры, определявшие положение Южно-Сибирской зоны палеопротерозойских гранитоидов

Рис. 2. Положение смежных террейнов Сибирского и Северо-Американского кратонов в пределах суперконтинента Колумбия: предполагаемая реконструкция, основанная на положении Южно-Сибирской зоны коллизионных гранитоидов (геологические границы по [2]).

Цифры в кружках – структуры, охваченные палеопротерозойским гранитообразованием и тяготеющие к Северо-Американской группе террейнов: 1–3 – Тунгусская провинция: 1 – Канский (Ангаро-Канский) террейн, 2 – Бирюсинский террейн, 3 – южная оконечность Тунгусского террейна, охваченная коллизионным метаморфизмом и гранитообразованием; 4 – Акитканский орогенный пояс, 2,02–1,8 млрд лет; 5–7 – Становая провинция: 5 – Сутамский террейн, 6 – Могочинский террейн, 7 – Тындинский террейн

Литература

1. Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 3. С. 368–373.
2. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции. Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.
3. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.:Научный Мир, 2001. 604с.
4. Condie K.C., Rosen O.M. Laurentia-Siberia connection revisited // Geology. 1994. V. 22. P.168–170.
5. Rosen O. M. Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic Supercontinent // Russian J. Earth Sci. 2002. V. 4, N 2. P. 103–119 [PDF], <http://rjes.wdcb.ru/cont0402.htm>

А.Е. Романько¹

К геодинамическим обстановкам со средним магматизмом: аргументы в пользу их эволюции, индикаторы зрелости земной коры, неоднозначность

Субдукционные (конвергентные) системы, включающие зону субдукции, желоб, задуговой бассейн, дугу (в идеале – фронт, центр и тыл дуги, хотя иногда выделение представляется невозможным) играют огромную роль в истории Земли [2–6, 8–9, 12–14].

Эволюция главных тектономагмарудообразующих процессов в конверgentных системах может быть удовлетворительно описана, по крайней мере, в интервале поздний архей-антропоген, если принять уже для времени порядка 3,1–2,9 млрд лет функционирование субдукции, аргументируемой комплексами-показателями (магматическими, в первую очередь), физической непротиворечивостью, эволюционными соображениями и т.д. (По радикальным моделям, субдукция экстраполируется предельно даже до катархея, совсем вскоре после оформления магматического океана). Альтернативный вариант без воды и, как следствие, без субдукции – пример Венеры с неизбежным перегревом и катастрофическими тепловыми разрядками. В.П. Трубицын в недавних расчетах строго доказал, что очень большая плита не в состоянии субдуцировать, что свойственно архею. Постулируется и доказывается исключительная роль индикаторного среднего магматизма в ходе геологической истории, характеризующегося также чрезвычайно важной нетривиальной металлогенией, присущей как базитам, так и гранитоидам. Могут быть акцентированы следующие моменты:

—Геодинамические субдукционные (конвергентные) обстановки со средним магматизмом имеют огромную индикаторную роль в ходе расшифровки геологической истории Земли, превосходя в этом обстановки с базитами и другими смежными изверженными породами.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

– Эволюция изучаемых обстановок доказывается ощутимым изменением структурно-вещественных комплексов (СВК), наполнителей структур (таблица). Медленная петрогоеохимическая эволюция андезитов, вероятно обусловленная дегазацией и последующей направленной дифференциацией Земли, выражается в пониженной глиноземистости (Al_2O_3) и калиевости архейских андезитов против кайнозойских эталонных андезитов, впрочем, существенно сходных с фанерозойскими аналогами (сравнение корректное – лишь с сопоставимыми аналогами); рассматриваются известково-щелочные андезиты, затем неорогенные (внутриплитные), бониниты (Mg - андезиты) и т.д., хотя общая картина со средними вулканитами довольно сложна [5,7,9,10,16]. Конкретнее, в архейских андезитах ниже концентрации крупноионных лиофилов – Rb , Ba , Sr , прежде всего легких РЗЭ (LREE). Выше – содержания некоторых высокозарядных лиофилов – Zr , Nb , Y (с остальными – Ti , P , Ta – ситуация запутаннее), а также некоторых элементов группы Fe , особенно Ni и Mg , возможно и Sc , химически родственного РЗЭ. Иногда могут выявляться различия и в структуре, крутизне субдукции, полноте СВК, фациях и т.д. Медленная, неочевидная, спиралеподобная (? эффект возрождения коматитов в мелу и др.) эволюция магматизма Земли, в частности, связана с с средним расчетным охлаждением Земли на 80–100° за 1 млрд лет [1, 6–7,11,12,15].

– Распад и сборка суперконтинента в состоянии объяснить переход активных окраин континентов (андской или калифорнийской) в пассивные, закономерную смену магматизма, привязанную к циклам Вилсона или, в идеале, циклу Бер特朗са, меньшего порядка [12].

– Важнейшая металлогения среднего магматизма с совмещением черт базитовой и гранитной минерагении имеет фактически непременную золото-медную (Cu и Au – химические и геологические родственники неосновной подгруппы 1-й группы, часто в компании с Ag), особенно сульфидную специализацию ($\div \text{Ag}, \text{Hg}, \text{Bi}, \text{As}, \text{Se}, \text{Mo}, \text{W}, \text{Sn} (\text{Mo})$) характерны для более кислых дериватов, в отличие от меди [2,7,8,14].

Автор очень признателен В.В. Ляховичу, Б.П. Золотареву, В.В. Славинскому и И.Ф. Габлиной (ГИН РАН), В.П. Прокофьеву, И.В. Викентьеву, В.Л. Русинову, Г.В. Моралеву, А.Ю. Борисову, В.А. Павлову (ИГЕМ РАН), В.П. Трубицыну (ИФЗ РАН), В.Н. Шилову и Е.Н. Савочкиной (ИЛ РАН) за обсуждения и консультации по узким вопросам.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 03-05-64805).

Литература

1. Балашов Ю.А., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Ранняя кора Земли: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С.102–113.
2. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Бубнов С.Н. Серии магматических пород: проблемы и решения // Изв. АН. Сер. геол.1987. № 3. С. 3–12.
3. Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Генезис коматитов и коматитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 120 с.

Химические составы средних изверженных пород, породообразующих и акцессорных минералов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	54.73	58.67	62.98	54.71	57.80	57.0	55.45	43.79	46.25	54.55	68.94	0.018
TiO ₂	0.66	1.70	0.92	0.86	1.31	0.72	0.26	1.88	1.48	-	-	29.79
Al ₂ O ₃	14.02	15.13	14.34	19.20	17.48	18.3	1.51	11.37	15.32	28.22	17.20	0.02
Fe ₂ O ₃	9.48	6.69	1.82	2.80	4.37	6.80	-	-	-	-	-	-
FeO	-	2.19	4.91	7.17	1.07	-	11.66	13.68	7.69	-	1.12	62.11
MnO	0.14	0.09	0.08	0.17	0.09	0.12	0.24	0.28	0.44	-	-	0.17
MgO	6.39	2.28	2.96	4.92	2.27	3.46	28.21	15.16	10.42	-	0.15	1.60
CaO	7.26	1.77	3.24	3.00	7.10	7.72	1.89	10.55	1.84	9.99	0.47	0.08
Na ₂ O	4.65	5.06	2.50	2.41	5.11	4.54	0.32	2.08	13.39	5.59	7.09	-
K ₂ O	0.93	2.05	2.88	0.21	1.42	0.61	-	0.49	0.24	0.34	4.96	-
P ₂ O ₅	0.13	0.30	0.23	0.19	1.05	0.17	0.18	-	-	-	0.22	-

Примечание. Породы: 1–3 – прогородой зоны Печенга Балтийского щита; 1 – Mg-андезибазальт (бонинитоподобный), обр. 2803, 2 – трахиандезит, N=20, 3 – субвулканический лейкоандезит, гора Порытгаш, N=17; 4 – андезибазальт, гундаринская свита, Северный Памир, обр. 344-D (коллекция В.П. Новикова, ИГ АН Таджикистана и А.Е. Романько), пермь – P₁₋₂; 5 и 6 – Восточный Иран: неоген, трахиандезит, безъмянний вулкан, обр 70-2 и неоген-квартер, андезит, вулкан Базман, обр 22-4. Минералы: 7 – ортопироксен, 8–9 – амфибол (роговая обманка), 10 – плагиоклаз, андезин, 11 – K-Na полевой шпат, 12 – довольно однородный титаномагнет (7,11 – обр.70-2; 8-10, 12 – обр.22-4). Аналитическая аппаратура: микронализатор Camebax, сканирующие электронные микроскопы: CamScan MV-2300, Англия; JSM-5500, Япония (аналитический). Аналитики: Г.Н.. Карпова, Н.В. Горькова, А.Г. Савичев, С.С. Степанов (ГИН РАН) и А.В. Мохов (ИГЕМ РАН).

4. Книппер А.Л., Добрецов Н.Л., Богданов Н.А. // Изв. АН. Сер. геол. 1992. № 12. С.8–24.
5. Короновский Н.В., Ломизе М.Г. Тектоническая аккреция и коллизия как этапы формирования межконтинентальных складчатых поясов // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М: ГЕОС, 2006. С.353–357. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
6. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. и др. Очерки постархейской геодинамики Каильского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 536).
7. Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 с.
8. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканализм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973. 212 с.
9. Пущаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г. и др. // Докл. РАН. 2002. Т. 384, № 1. С. 83–88.
10. Романько Е.Ф., Романько А.Е., Месхи А.М. // Докл. РАН. 1998. Т. 362, № 2. С. 236–238.
11. Славинский В.В. // Докл. РАН. 1999. Т. 366, № 2. С. 228–230.
12. Хайн В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника; Докембрей. М.: Недра, 1988. 382 с.
13. Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколова С.Ю. // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 389–392 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
14. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплит в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника.2000. №5. С.3–29
15. Khutorskoy M.D., Podgornikh L.V., Leonov Yu.G. et al. Thermotomography as a New Tool for Studying the Geothermal Field // Georesources. 2004. V. 1, N 8. P. 14–21.
16. Kurnosov V., Zolotarev B., Eroshchev-Shak V. Proceeding of the Ocean Drilling program // Scientific Results. 1995. V. 144. P. 475–491.

Е.Ф. Романько¹, А.Т. Савичев¹, С.С. Степанов¹, Х. Багери²

О кайнозойских геодинамических обстановках на востоке Ирана (взаимодействие, соответствие магматизма, тектоники и минерагении, проблемы)

Изучение нашей группой под руководством Е.Ф. Романько (МПР), А. Хушманзаде и М.А.А. Ноголь Садата (Институт наук о Земле, Иран) металлогении и отдельных вопросов геологии Белуджистана и Сейстана (Восточный Иран) позволило установить и отчасти подтвердить тектономагматическую и металлогеническую зональность региона, обусловленную известной крупной субдукцией литосферы Тетиса на северо-восток. Кайнозойские внутритроплитные изверженные породы Гильмендской впадины (часть Афганского блока на востоке Ирана) и сопредельных районов (производные крупного плюма) принципиально отличны от доминирующих в регионе альпийских известково-щелочных вулканоплутонических пород, связанных с упомянутой субдукцией, подтверждающейся продолжительной аномальной сейсмоопасностью в Иране, Афганистане, Турции и т.д. Внутритроплитные породы характеризуются умеренной щелочностью (таблица), обогащением как легкими лиофилами

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Университет Шираза, Иран

Химический состав (в мас. %) альпийских изверженных, вулканогенно-осадочных и ассоциирующих пород Восточного Ирана

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	48,17	49,0	52,76	54,50	56,95	57,80	35,10	44,26	46,10	56,7	60,69	61,79	86,00
TiO ₂	2,20	1,69	1,11	1,87	1,27	1,31	0,74	0,81	0,49	0,60	0,36	0,52	0,50
Al ₂ O ₃	13,80	14,10	17,44	15,94	16,40	17,48	13,48	12,70	10,30	11,10	15,32	17,10	3,00
Fe ₂ O ₃	9,32	9,10	3,14	6,39	5,28	4,37	7,53	4,81	5,10	4,90	2,70	1,16	3,21
FeO	2,56	- 0,11	5,40	0,40	0,46	1,07	0,73	0,87	-	-	2,07	3,53	1,16
MnO	0,14	9,23	0,13	0,09	0,08	0,09	0,16	0,12	0,08	0,10	0,09	0,10	0,02
MgO	5,73	7,72	5,55	3,37	3,35	2,27	5,46	6,60	9,00	4,85	3,65	3,04	0,52
CaO	8,98	3,06	8,62	7,58	6,80	7,10	26,66	17,10	15,86	12,00	3,90	5,25	0,29
Na ₂ O	4,93	1,84	3,46	5,81	5,33	5,11	0,80	2,96	0,86	1,95	3,64	4,11	0,12
K ₂ O	1,31	1,31	1,73	1,50	1,42	0,10	0,42	2,36	0,12	4,38	1,58	0,16	
P ₂ O ₅	1,11		0,40	0,51	0,59	1,05	0,16	0,38	0,12	0,31	0,19	0,09	

Примечание. 1–10 – Гильмендская впадина: 1–3 – трахибазальты, 4–5 – трахиандезитобазальты, 6 – трахиандезит, 7–10 – вулканиты с карбонатом и ассоциирующие породы; 11 – сленит, массив Лар, олигопен?§ 12 – андезит и 13 – лейкориолит вулкана Базман, антропоген. 4 – по П. Кэмпбу (1982 г.). Аналитика: ГИН РАН, ИТЭМ РАН, Геологическая служба Ирана (GSI).

ми – K, Rb, Ba и др., так и высокозарядными – Zr, Nb, Y, P, Ti и легкими РЗЭ при отсутствии дефицита Eu. Глубинные изотопные метки для неогеновых пород: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I_{Sr}) = $0,7039 \pm 0,2$ и $0,70489 \pm 0,18$ (аналитик М.И. Буякайте, ГИН РАН) вместе с $I_{\text{Sr}} = 0,7049$, безымянный вулкан (Camp, Griffis (Кэмп, Гриффис), 1982 г.) – единственные на территории Sr-изотопные метки. Они согласуются с глубинной природой внутриплитных образований региона. Предполагается существование крупного/очень крупного плюма, ответственного за формирование внутриплитных кайно-зойских образований Восточного Ирана, Афганистана, Пакистана, вероятно, Индии (где также известны проявления) и т.д. Известково-щелочные и трахитовые магматиты разных фаций глубинности Восточного-Центрального Ирана имеют геолого-геохимическое сходство с подобными продуктами соседних областей Альпийского пояса, по известным данным Е.Е. Милановского, Н.В. Короновского, В.Е. Хaina и др.

На основе проведенных исследований: 1) установлена и частично подтверждена тектономагматическая и металлогеническая зональность слабо изученного региона, прежде всего по военно-политическим причинам, 2) выделены новые типы мел-четвертичной (K-Q) минерализации, как-то: порфировая Au-Mo-Cu-Pb-Zn (полисульфидная) в связи с субвулканической диоритовой формацией, Pg₃-N₁ (здесь и далее – с упрощениями); Cu-Ni-Co (-Cr) гидротермальная с меловым офиолитовым меланжем; экскальационно-вулканогенная Au-As-Hg-W-Mo, N-Q; сульфидно-серно-алунитовая экскальационно-вулканогенная, поверхностная, N-Q; Au-Cu скарново-гидротермальная – с гранодиоритами – диоритами, Pg₃-N₁; Cu-самородно-сульфидная (цеолитовая) вулканогенная, N-Q и не слишком характерная для региона Ag-минерализации в сочетании со значительной Au в малосульфидных плутоногенных проявлениях, Pg₃-N₁.

Упомянутые типы связаны, как было выяснено, почти исключительно с магматическими формациями: базальт-андезит-риолитовой, андезит-риолитовой, диоритовой, батолитовой гранодиоритовой (с диоритами, гранитами), а мощный эоценовый флиш региона содержит значительное количество вулканогенного материала, Pg₃-N₁.

Авторы благодарны Е.Ф. Романько (МПР), А. Хушманзаде и М.А.А. Ноголь Садату (Институт наук о Земле, Тегеран) за неоценимую помощь в полевых и камеральных работах, а также В.В. Ляховичу, Б.П. Золотареву и В.В. Славинскому (ГИН РАН), В.Л. Русинову, В.В. Ярмолюку, В.П. Прокофьеву, И.В. Викентьеву, В.А. Павлову, Г.В. Моралеву, А.В. Мохову, С.Н. Бубнову и В.А. Первову (ИГЕМ РАН), Е.Н. Савочкиной за обсуждения и консультации по специальным проблемам петрологии, металлогении и т.д.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 03-05-64805).

Анализ базы данных крупных и суперкрупных месторождений минерального сырья: корреляции между компактными группами позднемеловых и кайнозойских месторождений с геодинамическими событиями в западной части Северной Америки

База данных крупных и суперкрупных месторождений минерального сырья (КСКМ) мира, созданная в ГГМ РАН, содержит среди прочих сведений и разнообразную информацию о 73 месторождениях различного типа, расположенных в западной части Северной Америки (рисунок). Все фанерозойские месторождения (66) группируются в 10 компактных кластеров. Позднемеловые и кайнозойские кластеры «E», «F», «G», «H» и «I» коррелируют в пространстве и времени с хорошо документированными геодинамическими событиями, протекавшими на активной окраине континента.

Конец мела – первая половина палеогена (Ларамийский тектогенез). В меловое время под западную окраину Северной Америки (СА) субдуцировалась океаническая плита Фараллон, а на окраине проявлялся надсубдукционный магматизм, реликты которого в виде батолитов (наиболее крупные из которых – Айдахо и Сьерра-Невада) и вулканических комплексов до сих пор широко представлены на окраине. К востоку от вулканической дуги развивался складчато-надвиговый пояс Севиер [2,11]. Но ~ 80 млн лет назад надсубдукционный магматизм в Сьерра-Неваде прекратился, и началось остывание этого блока [5]; ~ 70 млн лет назад локус деформаций скачком переместился далеко в глубь континента, положив начало формированию пояса Ларамийских поднятий. Это связывают с изменением характера субдукции под окраиной континента [10]. В центральной части слэб плиты Фараллон постепенно стал выполаживаться, что подтверждается появлением «амагматичного окна» на окраине [3]. Предполагается, что на границах субдукционных сегментов с крутым (северный и южный) и с пологим (центральный) углом субдукции образовались «разрывы» в слэбе субдуцируемой плиты Фараллон. Как раз к этим предполагаемым зонам и приурочены скопления месторождений «D» и «E» с возрастами месторождений от 71 до 48 млн лет. Во всех месторождениях обоих скоплений главнымирудными компонентами являются медь и молибден, с той только лишь разницей, что над северным «разрывом» (Butte, Mount Tolman, Cimino, Big Ben) роль молибдена выше, чем над южным (Cananea, Safford и др.).

Конец палеогена – начало неогена (тектогенез Провинции Бассейнов и Хребтов). Приблизительно 42 млн лет назад Ларамийский тектогенез с присущим ему преобладающим на окраине режимом сжатия, сопровождаемым подъемом блоков коры, резко сменился на тектогенез

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

² Государственный геологический музей (ГГМ) им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

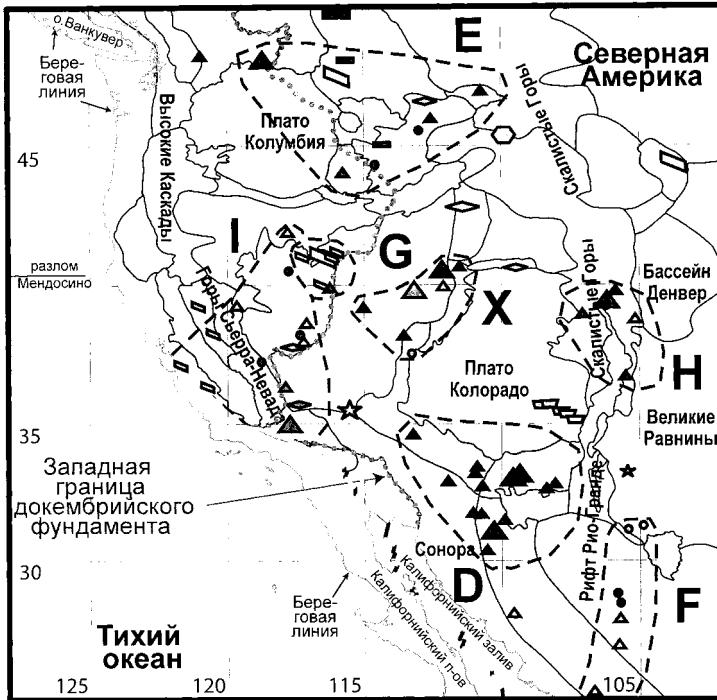


Рисунок. Размещение КСКМ (показаны различными значками) в западной части Северной Америки

Черные линии – границы тектоно/геоморфологических провинций; позднемеловые и кайнозойские рудные узлы затемнены серым фоном

Провинции Бассейнов и Хребтов, характеризующийся преобладающим режимом растяжения и бимодальным магматизмом. Смену режима связывают с отрывом от слэба плиты Фараллон его нижнего сегмента [7], что вызвало резкое изменение движения как Северо-Американской плиты, так и всех океанических плит в северо-восточном секторе Тихого океана [6]. Первые полуграбены, знаменующие собой начало растяжения коры, появились в рифте Рио-Гранде и в центральных областях Провинции Бассейнов и Хребтов приблизительно 40 млн лет назад. Почти все месторождения с возрастами 42–26 млн лет концентрируются в четыре скопления «G», «X», «H» и «F».

Скопление «G» представлено преимущественно золоторудными месторождениями узла Карлин. Их формирование связывается с воздействием Йеллустонской горячей точки [12]. По крайней мере на протяжении последних 100 млн лет СА дрейфует на запад относительно системы горячек точек. По мере западного дрейфа континент сближался с Йеллустонской горячей точкой. Приблизительно 55 млн лет назад край СА

достиг горячей точки и, начиная с этого момента, СА дрейфует над ней. В период 55–43 млн лет влияние горячей точки «экранировалось» субдуцируемой океанической плитой Фараллон, которое прекратилось в момент разрушения слэба плиты Фараллон приблизительно 42 млн лет назад. По: [8, 13], основная фаза минерализации в месторождении Карлин произошла в период 43–34 млн лет, как раз тогда, когда регион располагался над Йеллустонским плутоном.

Формирование скоплений «F» и «H», несомненно, инициировано заложением рифта Рио-Гранде, что было одним из самых первых проявлений тектоники растяжения, захватившей впоследствии практически всю окраину и продолжающейся и поныне. Месторождения скопления «F» в среднем древнее месторождений скопления «H», что обусловлено распространением рифтинга с юга на север. Металлогенез этих узлов по набору элементов близок, но в узле «F» доминируют серебро и полиметаллы, а в узле «H» представлены преимущественно молибденовые месторождения, в том числе гигант Climax, а также Henderson и Questa с лучшими по качеству рудами в мире. Скопление «X» на границе Плато Колорадо и Приморской Бассейнов и Хребтов коррелирует с областью пониженных до 7,6 км/с сейсмических скоростей под границей M, поэтому его возможная интерпретация – это проявление тонущего слэба плиты Фараллон [14].

Неоген-четвертичное время (тектогенез разлома Сан Андреас). КСКМ с возрастами не более 26 млн лет располагаются вокруг южной части гор Сьерра-Невада в областях заложения новых разломов, определяющих разлом Сан Андреас – скопление «I».

Разлом Сан-Андреас – это региональная трансформная граница, по которой происходит относительное смещение СА и Тихоокеанской плит. Детальные исследования показали, что она непрерывно видоизменяется и представляет собой сложную систему разломов различных генезиса, размеров и активности. Тектонические реконструкции свидетельствуют о том, что разлом Сан-Андреас заложился примерно 29 млн лет назад в момент сближения Тихоокеанского срединно-океанического хребта и желоба [1]. С этого момента 1) трансформная разломная зона Сан-Андреас постоянно растет в длину и 2) плоскость главных движений постепенно мигрирует на восток в глубь континента. В настоящее время система разломов Сан-Андреас включает в себя как современные сейсмически активные разломы, так и неактивные палеоразломы.

В прибрежных областях Центральной Калифорнии располагается множество мелких и два крупных месторождения ртути – New Almaden и New Idria. Все они располагаются во Францисканском меланже, точнее в серпентинитах, которые являются частью меланжа [9]. Меланж представляет собой реликты комплексов юрско-меловой аккреционной призмы. Формирование всех ртутных месторождений в этом регионе связывается с деятельностью термальных палеоисточников, функционирование которых было обусловлено внутрикоровыми интрузиями, внедрившимися вдоль разломов.

В Южной Калифорнии боковые оперяющие разломы формируют Восточно-Калифорнийскую Сдвиговую Зону (ВКСЗ), уходящую через пустыню Мохаве в систему разломов юго-западного края Провинции Бассейнов и Хребтов. К ВКСЗ приурочены недавние сильнейшие землетрясения Landers, Hector Mine и др. Данные GPS свидетельствуют о том, что к настоящему моменту ВКСЗ уже «перехватывает» на себя от 9 до 23% движений, приходящихся на всю систему разломов Сан-Андреас в Южной Калифорнии [4]. Продолжением ВКСЗ на север является так называемая Walker Lane (WL) – система транстенсионных разломов, образующая широкий пояс, располагающийся в пограничной зоне между горами Сьерра-Невада и Провинцией Бассейнов и Хребтов. Растижение коры в поясе проявляется в чередовании хребтов и долин. Многие долины, такие как Долина Смерти, Долина Панаминт и др., характеризуются современной гидротермальной и/или фумарольной активностью, во многих долинах располагаются соляные озера. Все КСКМ с неоген-четвертичными возрастами приурочены к поясу ВКСЗ+WL. Интересно отметить, что месторождения бора располагаются в областях, для которых доказан докембрийский возраст коры. Месторождения бора Kramer, Owens Lake и Searles Lake сформировались в областях растяжения коры, сопровождаемых флюидо/магмоактивностью. Представляется, что системы гидротермальных вод являлись наиболее вероятными «поставщиками бора» на поверхность Земли, где он осаждался в соляных озерах. В зонах растяжения коры нередко образуются бессточные бассейны, в которых создаются благоприятные условия для формирования бороносных лимнических отложений.

Выходы. Выявленная четкая корреляция формирования позднемеловых и кайнозойских кластеров месторождений с хорошо задокументированными геодинамическими событиями в западной части Северной Америки доказывает, что мантийная геодинамика являлась крупномасштабным контролирующим фактором рудогенерации. Мантийные процессы служили энергетическим, а, возможно, и вещественным источником, провоцируя многоступенчатый процесс, при котором дополнительное (или основное) обогащение магмо/флюидного потока рудной компонентой могло происходить в коре. Главная фаза формирования рудных скоплений длилась 10–20 млн лет, затем мантийный источник «истощался» и не возобновлялся.

Литература

1. Bohannon R.G., Parson T. Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions // Geol. Soc. Amer. Bull. 1995. V. 107, N 8. P. 937–959.
2. Camilleri P.A., Chamberlain K.R. Mesozoic tectonics and metamorphism in the Pequop Mountains and Wood Hills region, northeast Nevada: Implications for the architecture and evolution of the Sevier Orogen // Bull. 1997. V. 100, N 1. P. 74–94.
3. Coney P.J., Reynolds S.J. Cordilleran Benioff zones // Nature. 1977. V. 270. December. P. 403–406.
4. Dokka R.K., Travis C.J. Role of the eastern California shear zone in accommodating Pacific-North American plate motion // Geophys. Res. Lett. 1990. V. 17. P. 1323–1326.
5. Dumitru T.A., Gans P.B., Foster D.A., Miller E.L. Refrigeration of the western Cordilleran lithosphere during Laramide shallow-angle subduction // Geology. 1991. V. 19. P. 1145–1148.

6. *Engebreston D.C., Cox A., Thompson G.A.* Correlation of plate motions with continental tectonics: Laramide to Basin-Range // *Tectonics*. 1984. V. 3, N 2. P. 115–119.
7. *Humphreys E.D.* Post-Laramide removal of the Farallon slab, western United States // *Geology*. 1995. V. 23, N 11. P. 987–990.
8. *Kuehn C.F., Rose A.W.* Carlin gold deposits, Nevada: Origin in a deep zone of mixing between normally pressed and overpressed fluids // *Econ. Geol.* 1995. V. 90. P. 17–36.
9. *Laznicka P.* Empirical metallogeny, Depositional Environments, lithologic Associations and Metallic Ores. V. 1: Phanerozoic Environments, Associations and Deposits. Developments in economic geology, 19. Elsevier, 1985.
10. *Livaccari R.F., Burke K., Sengor A.M.C.* Was the Laramide orogeny related to subduction of an oceanic plateau? // *Nature*. 1981. V. 289. P. 276–278.
11. *Livaccari R.F.* Role of crustal thickening and extensional collapse in the tectonic evolution of the Sevier-Laramide orogeny, western United States // *Geology*. 1991. V. 19. P. 1104–1107.
12. *Murphy J.B., Oppliger G.L., Brimhall Jr. G.H., Hynes A.* Plume-modified orogeny: An example from the western United States // *Geology*. 1998. V. 26, N 8. P. 731–734.
13. *Oppliger G.L., Murphy J.B., Brimhall Jr. G.H.* Is the ancestral Yellowstone hotspot responsible for the Tertiary «Carlin» mineralization in the Great Basin of Nevada? // *Geology*. 1997. V. 25, N 7. P. 627–630.
14. *Van der Lee S., Nolet G.* Seismic image of the subducted trailing fragments of the Farallon plate // *Nature*. 1997. V. 386. P. 266–269.

С.Г. Рудаков¹

Об одном существенном противоречии в позднепротерозойских палеотектонических реконструкциях

1. Сравнение результатов довольно многочисленных исследований геотектоники позднего протерозоя обнаруживает принципиальное противоречие глобального масштаба, заключающееся в следующем.

С одной стороны, во многих публикациях, освещдающих строение всей планеты, в позднем протерозое (рифее и начале венда), предполагается наличие единого Родинийского суперконтинента, окруженного единственным океаном – Панталассой, включавшего все крупные фанерозойские материки и распавшегося только в венде [5,6]. Эта гипотеза базируется преимущественно на палеомагнитных данных и подкрепляется сходством некоторых специфических тектонических обстановок и физико-географических условий, отразившихся в литологических особенностях одновозрастных отложений на сопоставляемых участках материков. Однако сходство палеоклиматических обстановок на различных массивах не является независимым фактором, а служит прямым следствием их широтного положения и отнюдь не обязательно должно отражать сочлененность этих элементов, которые могли существенно различаться палеодолготными характеристиками. Кстати, и в позднейшей эволюции Земли, и в современной физико-географической обстановке можно найти подтверждение сказанному.

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

С другой стороны, конкретный анализ зарождения и начала самостоительной эволюции ряда крупнейших подвижных поясов, например. Центрально-Азиатского (Урало,-Охотского) и Средиземноморского показывает, что почти на всем их протяжении первичные океаны раскрылись уже в позднем рифе [1,2], во всяком случае, не позднее 850–800 млн лет назад, совместно отделив Лавразию (Северную Америку, Восточную Европу и Сибирь) от массивов, составивших позднее Гондванский суперконтинент, и также возможно, бывших разобщенными в конце рифея. Таким образом, для палеотектоники позднего рифея становится очевидным противоречие между гипотезой сохранения в рифее и начале венда целостного Родинийского суперконтинента и выводами о раскрытии в ряде подвижных поясов целостных палеоокеанов, Палеоазиатского, Мозамбикского и др.

2. Привлекает также внимание вывод ряда авторов [7] о том, что палеомагнитные данные о целостности Родинийского суперконтинента являются наиболее надежными для интервала времени между 1100 и 800 млн лет назад, т.е. для позднего рифея. В Средиземноморском поясе именно в это время фиксируется быстро нарастающее раскрытие океана Прототетис. Близким по времени оказалось также формирование Палеоазиатского океана в Центрально-Азиатском поясе.

3. При попытках решения наметившейся дилеммы автор считает весьма вероятными следующие исходные положения.

Во-первых, распад Родинийского суперконтинента, если он действительно существовал, не мог быть геологически «моментальным» событием, но вероятно, представлял собою достаточно продолжительный процесс.

Во-вторых, наиболее вероятной главнейшей причиной распада Родинии могло служить формирование планетарной системы подвижных поясов, в пределах которой закономерно раскрывались океанские акватории. Распад Родинии и образование древнейшей системы океанов выглядят геодинамически сопряженными и потому близкими по времени процессами.

В-третьих, такие крупнейшие океаны, как Палеоазиатский, Мозамбикский [4] и Прототетис, определенно раскрылись уже в позднем рифее, по-видимому, положив начало деструкции рифейского суперконтинента (Родинии или Пангей). Все эти палеоокеаны имели достаточно определенное двустороннее континентальное ограничение и вряд ли могут быть интерпретированы как гигантские заливы Панталассы. Прогресс в тектонической эволюции названных поясов мог содействовать нарастанию деструкции бывшего единого суперконтинента.

В-четвертых, завершающее событие в деструкции Родинии, вероятно, действительно имело место в венде и было геодинамически сопряжено с раскрытием океана Япetus в Северо-Атлантическом подвижном поясе, разобщившем Лаврентию (Северную Америку) и Евразию. Стоит подчеркнуть, что в венде распознается и противоположный по знаку тектонический процесс, положивший, в частности, начало сочленению компонентов будущей Гондваны.

4. Приведенная информация о событиях позднего протерозоя отнюдь не претендует на получение исчерпывающего ответа на поставленный вопрос, но имеет своей целью привлечь внимание к остройшему противоречию в палеотектонических концепциях, касающихся позднего протерозоя, которое вряд ли целесообразно оставлять без внимания.

5. Анализ имеющегося материала показывает, что планетарные палеотектонические реконструкции, намечающие целостность Родинии до конца позднего рифея и распад ее только в венде и не учитывающие выводов из подробного изучения ряда крупнейших подвижных поясов о том, что в позднем рифее произошло не только их обособление, но и раскрытие целостных океанов на всем протяжении поясов (лучшие примеры – Палеоазиатский океан и Прототетис), вызывают достаточно серьезные сомнения.

Литература

1. Массаковский А.А. и др. // Геотектоника. 1993. №6. С. 3–32.
2. Рудаков С.Г. // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. №2. С.26–36.
3. Хайн Б.Е., Рудаков С.Г. // Геотектоника. 1991. №4. С. 24–38.
4. Piper J.D.A. // Nature. Ldn. 1975. V.256. P. 519–520.
5. Powell C. et al. // Geology. 1998. V. 21, №10. P.8–31.
6. Weil A.B. et al. // Geology. 1998. V. 21. №10. P.32–41.

А.Д. Савко¹, Л.Т. Шевырёв¹

«Южная дуга» – концентрация линейных и очаговых центров активного киммерийского и альпийского тектогенеза на юге Восточно-Европейской платформы

В работе [4] мы попробовали показать значение проявлений очаговой инъективной тектоники для прогноза коренных месторождений высокобарического минерального сырья в новых регионах. Подобные алмазоносные (лонсдейлит) очаговые вулканотектонические структуры (ОВТС) известны на Восточно-Европейской (Карская, Усть-Карская), Сибирской (Попигайская), Северо-Американской, Южно-Американской, Австралийской платформах. Всех их объединяют две черты: 1 – положение на границах крупнейших блоков, положительных (Пай-Хойский антиклиниорий, Анабарский щит, Украинский щит) и активных отрицательных (авлакогены Колво-Денисовской системы Баренцевоморской плиты, Хатангский прогиб, Днепровско-Донецкий авлакоген); 2 – довольно узкие временные интервалы возникновения, в течение которых на платформах Земли происходило формирование классических алмазоносных кимберлитов (поздний девон, поздний триас – лейас, рубеж позднего мела и палеоцен, эоцен).

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

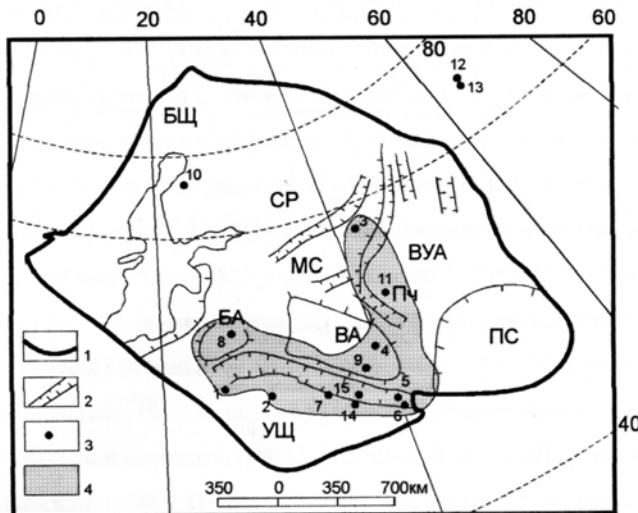


Рисунок. Киммерийская и альпийская тектоническая активизация на Восточно-Европейской платформе (затронуты преимущественно ее площади, примыкающие к южным и юго-западным авлакогенам) с использованием: [2, 7]

1 – границы платформы; 2 – тектонические уступы, в том числе рифтогенные; 3 – локальные центры тектонической активизации, в скобках возраст, млн лет: 1 – Бельская (K_2), 2 – Болтышская (K_2 , 100 ± 5), 3 – Пучежская (лейас, 183 ± 5), 4 – Гнилушинская (послереднедевонская - домеловая), 5 – Гусевская (65), 6 – Каменская (65), 7 – Ротмистровская (140 ± 20), 8 – Логойская (90 ± 10), 9 – Можнавская (74), 10 – алмазоносная кольцевая структура Лаппаярви, Финляндия (77), 11 – Карлинская (10); 12 – Карская (60 ± 5), 13 – Усть-Карская (60 ± 5), 14 – Зеленогайская (120 ± 20), 15 – Облонская (160 ± 20); 4 – «Южная дуга» – площадь киммерийской и альпийской тектонической активизации. Сокращения: Воронежская антиклизия (ВА), Волго-Уральская антиклизия (ВУА), Балтийский щит (БШ), Украинский щит (УЩ), Московская синеклиза (МС), Прикаспийская синеклиза (ПС), Белорусская антиклизия (БА), Пачелмский авлакоген (ПЧ), Среднерусский авлакоген (СР)

Тектоническая ситуация в районах ОВТС (рисунок) всегда отличается совпадением многих геодинамических факторов и длительной историей развития. Пучеж-Катунская (Городецко-Ковернинская) кольцевая структура и ее центральная часть, именуемая Воротиловской кольцевой структурой, локализованы в зоне сочленения юго-восточного борта Московской антиклизы и северного склона Токмовского свода Волго-Уральской антиклизы. Действующий вулканический центр Воротиловской структуры сформировался 200–210 млн лет назад. Алмазы (лонгдейлит) есть в жерловой, субвулканической и субинтрузивной фациях, в эруптивной брекчии и ксенокластолавах верхней части постройки. Муассанит обнаружен и в фангломератах [3]. Кольцевая зона этого объекта характеризуется мощной современной мантийной дегазацией: она прослежена по газорутутным аномалиям интенсивностью $12\text{--}20\cdot 10^{-8}$ мг/л Нг при фоне в 12–20 раз меньшем [2, с. 185].

Карлинская структура в Татарии диаметром 6–8 км прорывает породы от среднего карбона до нижнего мела. Она выполнена брекчиями, развитыми по этим породам. Обломки обычно имеют размеры от долей миллиметра до 5–10 см. Есть и «плавающие рифы» – от 50 до 1000 м. Возраст ее позднемиоценовый, около 10 млн лет. В ИМРе (г. Симферополь) исследована проба массой 71,3 кг брекчированных известняков пермского возраста (обнажение у д. Томбаево). Выделено 14 сколов желтых алмазов размерностью 0,1–0,25 мм. Многочисленные ОВТС Украины локализованы в зоне сочленения системы авлакогенов Большого Донбасса и Украинского щита. В ряде из них обнаружен лонсдейлит. Отмечены [5] вулканогенные ксенотубобрекции с лампроитовыми включениями в пределах Зеленогайской структуры. Предполагается, что находки происходят из тел, принадлежащих более поздней стадии щелочно-ультраосновного магматизма докембрия недалекого Кировоградского узла одноименного рудного района. Из ОВТС Белорусской антеклизы особо упомянут Логойскую в 40 км к северу от Минска, мощное проявление обстановок рас-tяжения в одну из наиболее выраженных на Земле (позднемеловую–раннепалеогеновую) продуктивную эпоху. В составе брекций отмечены [6] верхнемеловые породы, что, в комплексе с фактом перекрытия недислоцированными олигоценовыми толщами, уточняет возраст эксплозивного события (ларамийский?). Диаметр Логойского образования, по одним данным [6] – 7–8 км, по другим [7] – 17 км. А.А. Маракушев и В.Ф. Белый предлагают, что формирование Логойского объекта произошло «в связи с детонацией метастабильных скоплений энергоемких флюидных компонентов, сопоставимых в этом отношении с тринитротолуолом $C_7H_5(NO_2)_3$. Областью их генерации может быть только жидкое флюидное ядро Земли, в непосредственной связи с которым, по-видимому, находится и образование кольцевых структур рассматриваемого типа» [6, с. 515]. Близкие представления развиты и в работе [1].

В Южном Донбассе давно известны тела мончикитов, камптонитов и других лампрофиров нижнемелового миусского комплекса (160 ± 12 млн лет), приуроченные к субмеридиональному Миусско-Деркульскому сдвигу. В пределах Амвросиевской брахиоантиклинали на миусские лампрофирсы наложена ртутно-полиметаллическая минерализация. В Северном Донбассе обнаружены базальты с возрастом около 80 млн лет, становление тел которых произошло в ларамийский тектогенез [9]. Восточнее, в пределах кряжа Карпинского, известны дацитовые дайки, датированные 136 и 124–116 млн лет. У с. Болдырево Ростовской области штоки плагиопорфиров датированы 105 млн лет. На южном склоне Воронежской антеклизы (Старобельско-Миллеровская моноклиналь, между речье Белой и Каменки, скв. 1751-г, глубина 846–850 м), обращенном к Днепровско-Донецкому авлакогену, встречены меловые магматиты. В 5 км западней с. Можнаковки Ново-Псковского района Луганской области [8] на контакте фундамента и отложений турнейского яруса C_1 залегают кислые и основные эфузивы, датированные (K-Ar) 74 млн лет.

Материалов по этому проявлению немного, но, возможно, здесь был подсечен один из нижних горизонтов трубочного тела. Юго-восток Воронежской антеклизы известен и другими проявлениями альпийской активности – барит-полиметаллическими скоплениями в туронских писчих мелах (Шкурлат под Павловском), многочисленными куполами граносиенитов, локализованными в породах осадочного чехла (иногда рассматриваются как протрузии), многочисленными эпицентрами современных землетрясений магнитудой до 5–6 баллов.

Таким образом, на юге платформы оконтуривается изогнутая галечкой «южная дуга» значительной тектонической активности киммерийского и альпийского этапов, связанной с развитием местных авлакогенов, процессами растяжения (криптовулканизм, вероятный мантийный диапиритизм, гидротермальная деятельность) и сжатия (протрузионный эффект, активизация диагональных систем сдвигов). Восстановлена последовательность этих событий.

Литература

1. Ваганов В.П., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Н. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М.: Недра, 1985. 120 с.
2. Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.
3. Дмитриев В.П. Анализ материалов по геологическому строению Центральных районов Восточно-Европейской платформы с целью оценки перспектив их алмазоносности. Титул 1144. М.: ГУЦР, 1986. 279 с.
4. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырёв Л.Т. Тектоника и алмазоносный магматизм. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2004. 426 с.
5. Калашник А.А. Перспективы алмазоносности Кировоградского рудного района с позиций разломной тектоники // Перспективи алмазоносності території України. Матеріали науково-технічної наради. Київ: УкрГРІ, 2004. С. 55–60.
6. Маракушев А.А., Белый В.Ф. Эндогенная природа Логойской взрывной кольцевой структуры в Белоруссии // Докл. РАН. 2002. Т. 383, № 4. С. 512–515.
7. Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Маццак М.С. и др. Геология астроблем. М.: Недра, 1980. 232 с.
8. Скаргинський В.І., Білоконь В.Г., Кузнецова С.В. и др. Про прояв альпийского вулканізму на південном схилі Воронезького масиву // Доповиди АН УРСР. 1973. Сер. Б. С. 46–48.
9. Шумлянский В.А. Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины. Киев: Наук. думка, 1983. 220 с.

А.Я. Салтыковский¹, Ю.С. Геншhaft¹, Ю.Н. Авсяюк¹

О влиянии приливных сил на широтное распределение магматизма

Достаточно давно было обращено внимание на определенную связь в периодичности эндогенных и экзогенных явлений на Земле, обусловленную внешними, космическими причинами, приводящими к измене-

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

нию скорости и положения оси вращения Земли [1]. Этими причинами, как было показано одним из авторов [2], являются воздействие Солнца на орбитальные движения Земли и Луны вокруг центра масс системы Земля–Луна. В конечном итоге это приводит к колебательному режиму в приливной эволюции системы Земля–Луна–Солнце, что в, свою очередь, приводит к периодическим изменениям скорости вращения и угла наклона оси вращения Земли.

В ряде статей цитированной работы [1] было показано, что эти изменения в режимах вращения Земли неизбежно должны приводить к изменению напряженного состояния земных недр от полюса к экватору, характера деформаций, фигуры планеты и топологии ее поверхности и т.д. В.А. Цареградский отмечал, что в ряду различных периодических геологических явлений следует выделить «...массовые внедрения и излияния магмы преимущественно основного состава, явно преобладающие в одни эпохи в полярных странах, в другие – в экваториальном поясе» [1, с.152]. При этом он подчеркивает «совпадение массовых излияний магмы, как правило, с эпохами растяжения земной коры того сектора, где они происходили». Иными словами, обращено внимание на периодическое широтное распределение магматизма под влиянием изменения режима вращения Земли, т.е. в ходе периодического изменения приливных сил на Земле.

Особенности широтных распределений в геологическом масштабе времени площадей регрессий и трансгрессий при изменении угловой скорости вращения Земли были показаны в: [3]. В настоящей работе на основе литолого-палеогеографических карт мира [4] были подсчитаны площади проявления магматизма в широтных интервалах $60\text{--}40^{\circ}$, $40\text{--}20^{\circ}$ и $20\text{--}0^{\circ}$ с. и ю.ш. Относительная интенсивность магматизма оценивалась как отношение ареалов магматизма к общей площади, занятой континентальной сушей и шельфом в соответствующих интервалах широт.

Полученные результаты графически представлены на рисунке 1, отчетливы широтные сдвиги интенсивности магматических проявлений для различных эпох, скоррелированные с особенностями вращения Земли. Особенно наглядно это видно для Северного полушария (см. рисунок, фрагмент а), как отмечалось ранее при рассмотрении трансгрессий и регрессий [3]. Режиму ускорения вращения (триас, юра) соответствует более интенсивное проявление магматизма в высоких широтах относительно близэкваториальных зон. При замедлении вращения наблюдается обратная картина: масштабы магматизма более сильно выражены в низких широтах (см. рисунок, фрагмент б).

Следует заметить, что такая картина на первый взгляд противоречит ожидаемому широтному распределению магматических (вулканических) явлений по характеру распределения растягивающих и сжимающих напряжений в поверхностных структурах литосферы [1]. Однако следует учитывать глубинное (и, возможно, латеральное) перераспределение горячих масс – плюмов и суперплюмов – в пределах всей силикатной оболочки Земли. С возникновением и развитием суперплюмов свя-

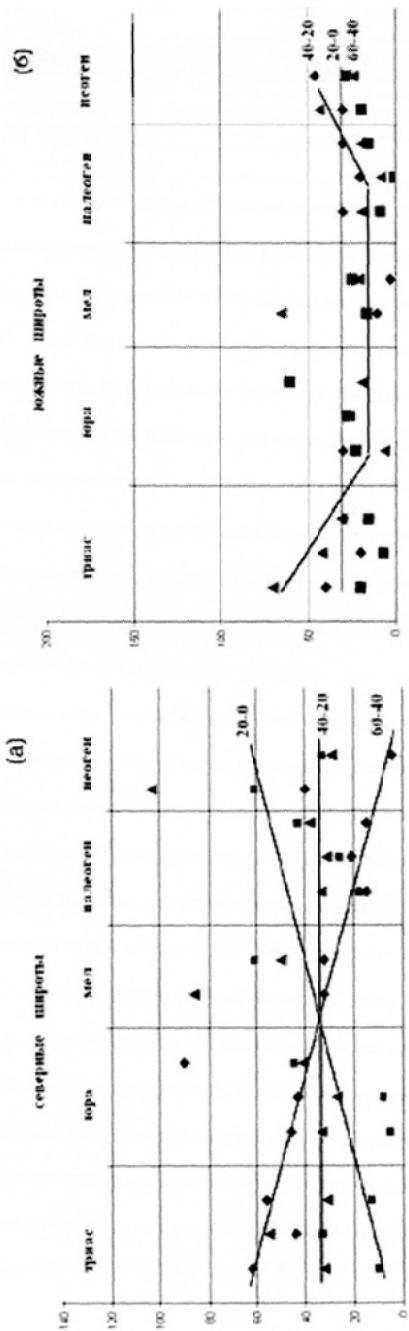


Рисунок. Изменения относительной интенсивности магматизма для широтных интервалов от экватора к северу (а) и к югу (б): 0–20° (треугольники), 20–40° (квадраты), 40–60° (ромбы), 60–80° (обратные треугольники) за период геологического времени с раннего триаса по неоген

зывают пики мантийного магматизма различной периодичности [5]. Мощные проявления траппового магматизма на границе перми и триаса (сибирские и эмейшаньские траппы) и в мелу (океанические базальтовые плато Онтонг Джава, Кергулен и Маранхао, базальты Брокен Ридж, Карибы, Рио Гранде, плато Парана) совпадают с периодами наибольшего изменения скорости вращения Земли (ускорения и замедления). В это же время не устанавливаются инверсии магнитного поля, т.е. происходят изменения в режимах пограничных слоев на границах жидкого ядра с внутренним ядром и с нижней мантией. Таким образом, следует говорить о глобальном возмущающем действии изменения приливных сил вследствие существенных изменений в ротационном режиме Земли.

При рассмотрении изменения интенсивности магматизма в каждой выделенной широтной зоне в целом за время с триаса по неоген, наблюдается непрерывное ее снижение в интервале 60–40° с.ш., увеличение в интервале 20–0° с.ш. и практически полное отсутствие изменения в интервале 40–20° с.ш. Для Южного полушария картина менее ясная, возможно, существует минимум интенсивности магматизма для интервала юра – палеоцен. Но для обоих полушарий в интервале поздняя юра – мел отмечается отчетливый максимум интенсивности магматизма. В общем, это согласуется с приведенными данными о меловом всплеске магматизма на Земле.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 04-05-64862.

Литература

1. Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
2. Авсяк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
3. Авсяк Ю.Н. и др. // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 5. С. 643–646.
4. Ронов А.Б. и др. Атлас литолого-палеогеографических карт мира: Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л., 1989.
5. Добрецов Н.Л. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 870–890.

К.И. Свешников¹, А.В. Постников²

Симметрия строения сложных геологических тел как показатель истории их формирования (на примере Восточно-Европейской платформы)

Неотъемлемым признаком любых природных тел (в понимании В.И. Вернадского) – от кристаллов до платформ и складчатых поясов – должно являться закономерное строение, выражющееся, в первую очередь, в симметричном расположении слагающих их компонентов. Выявление такой симметричности может служить критерием проверки обоснованности многих геодинамических гипотез.

¹ Российский университет дружбы народов (РУДН), Москва, Россия

² Российский университет нефти и газа (РГУ нефти и газа), Москва, Россия

Рассмотрим это положение на примере фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Изучение особенностей пространственного расположения слагающих фундамент комплексов показало, что каждый крупный раннедокембрийский тектономагматический этап характеризовался симметричным расположением последних. На разных этапах проявления симметрии имели различный характер.

1. Повсеместное присутствие фрагментов в разной степени измененных гранулито-гнейсовых толщ, занимающих, по геологическим данным, наиболее низкое стратиграфическое положение во всех регионах, позволяет выделить в строении фундамента гранулито-гнейсовый цоколь, имевший первоначально площадное распространение на всей территории ВЕП (по простиранию толщ на отдельных участках степень метаморфизма может понижаться до амфиболитовой). Определения радиологического возраста толщ в разных регионах дают цифры, отвечающие интервалу от раннего архея до раннего протерозоя. То есть, цоколь является целостным структурным, но полихронным подразделением. Характер залегания толщ, слагающих цоколь, позволяет говорить об его антиформной структуре (рисунок, фрагмент А). Шарнир антиформы погружался в западном направлении; ядро антиформы после процессов регионального метаморфизма и гранитизации обособилось в виде наиболее ранней устойчивой структуры (микроконтинента?), отвечающей современному Волго-Камскому геоблоку. Характерно, что эта структура отчетливо «читается» и на уровне верхней мантии (см. схему в: [3, с. 76]).

2. Со следующим этапом было связано возникновение амфиболито-гнейсовых комплексов, образовавших несколько субмеридиональных поясов, наложенных на цоколь и ограниченных региональными разломами. Наиболее крупные пояса известны в восточной части ВЕП. Здесь они упираются с юга и севера в ограничения Волго-Камского геоблока (см. рисунок, фрагмент Б), располагаясь симметрично по отношению к осевой линии упомянутой антиформы.

3. На позднеархейском этапе возникли тоналит-зеленокаменные комплексы, слагающие множество разобщенных отрицательных структур, сгруппированных в два пояса, наложенных на упомянутые амфиболито-гнейсовые пояса, почти совпадающие с ними по конфигурации и соответственно также расположенные симметрично по отношению к осевой линии антиформы. Южный, Днепровско-Курский пояс, в свою очередь, состоит из двух зеленокаменных поясов более высокого порядка, симметрично упирающихся в гранулито-гнейсовый Славгородско-Россошанский блок – западное окончание Волго-Камского микроконтинента (см. рисунок, фрагмент В). Единичные зеленокаменные структуры известны восточнее и полностью отсутствуют к западу от указанных тоналит-зеленокаменных поясов.

4. Начиная с раннепротерозойского времени, на территории ВЕП формировались метатерригенные прогибы, вулканоплутонические и плутонические пояса, расположение которых также подчиняется определенной симметрии [4].

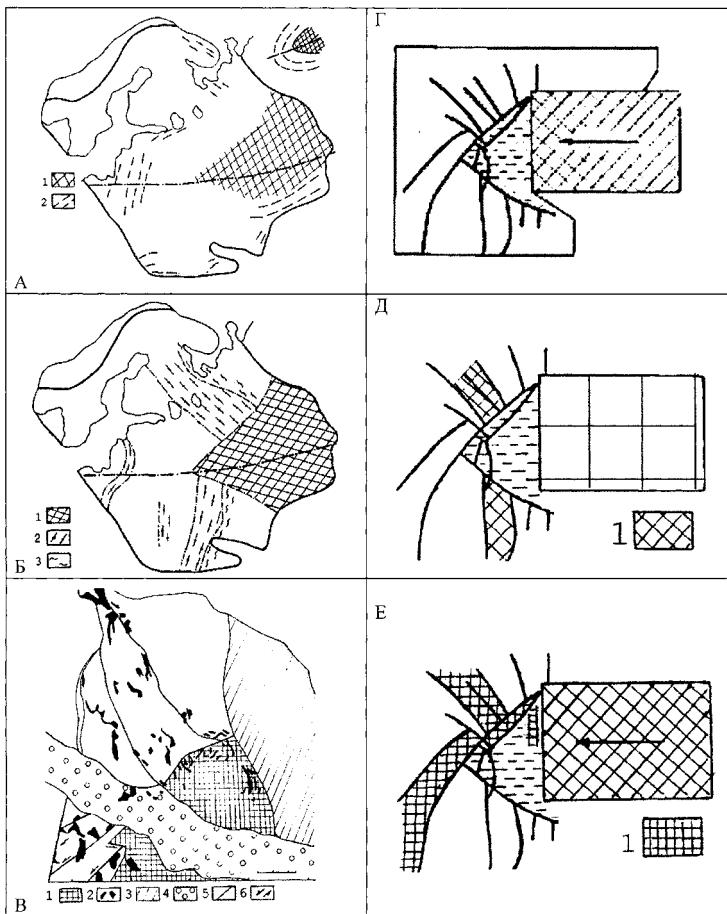


Рисунок. Соотношение главных раннедокембрийских структур Восточно-Европейской платформы с тектонофизической моделью сжатия, по: [5]

А – схема строения гранулито-gneйсовых цоколя: 1 – ядерная часть антиформной структуры, 2 – линии простирации гранулито-gneйсовых толщ); Б – схема расположения амфиболито-gneйсовых поясов: 1 – Волго-Камский геоблок, 2 – области распространения амфиболито-gneйсовых комплексов, 3 – участки диафтореза гранулито-gneйсовых комплексов под влиянием амфиболито-gneйсовых поясов); В – строение области сочленения южной («украинской») и северной («курской») частей Курского-Днепровского зеленокаменного пояса со Славгородско-Россошанским блоком: 1 – диафторированный гранулито-gneйсовый комплекс Славгородско-Россошанского блока, 2 – зеленокаменные структуры, 3 – область развития ранне-протерозойской воронцовской серии, 4 – фанерозойские отложения Днепровско-Донецкой впадины, 5 – региональные разломы, 6 – направления сдвиговых дислокаций); Г – модель сжатия, по: [8], (решеткой обозначен поршень, оказывающий давление); Д – соответствие модели расположения амфиболито-gneйсовых поясов (1); Е – соответствие модели расположения зеленокаменных поясов (1)

Существование таких пространственных закономерностей, на наш взгляд, убедительно показывает, что ВЕП возникла и развивалась как целостное природное тело, ограниченное от иных прилегавших тектонических структур. Для объяснения проявлений симметрии в строении фундамента необходимо привлечь тектонофизические модели.

При тектонофизическом моделировании сходные картины получены в двух случаях. 1. При поперечном сжатии предварительно смятой в антиклинальную складку модели слоистой толщи поблизости ядра антиклинали возникают трещины отрыва [2, с. 237], ориентированные под углом к осевой поверхности подобно тому, как ориентированы пояса амфиболито-гнейсовых и тоналит-зеленокаменных комплексов. То есть, одной из причин возникновения разломов, с которыми было связано образование указанных поясов, могло стать сжатие ВЕП в субмеридиональном направлении. 2. При «продольном» давлении устойчивой структуры на пластичную массу (см. рисунок, фрагмент Г), в последней развиваются трещины скальвания [5], расположение которых удивительно напоминает конфигурацию сети важнейших докембрийских разломов ВЕП и объясняет симметричную локализацию амфиболито-гнейсовых поясов (см. рисунок, фрагмент Д). Применительно к ВЕП такой жесткой структурой мог служить Волго-Камский микроконтинент, а сжатие должно было бы происходить в субширотном направлении. В рассматриваемой модели (см. рисунок, фрагмент Г) во фронтальной части жесткой структуры возникли трещины отрыва, расположение которых хорошо объясняет появление зеленокаменных структур в Славгородско-Россошанском блоке (см. рисунок, фрагмент Е).

Таким образом, можно полагать, что возникшая под влиянием сжимающих усилий система разломов на территории ВЕП обусловила обособление Волго-Камского микроконтинента и последующее заложение амфиболито-гнейсовых, а затем зеленокаменных структур. Изучение отдельно взятых зеленокаменных прогибов [1] показывает постоянное наличие сдвиговых дислокаций. Это позволяет предположить, что такие прогибы возникали в результате проявления ромбоахазма (раскрытия впадин при сдвиговых движениях по системе двух параллельных разломов), что значительно лучше согласуется с рассмотренными тектонофизическими моделями (в свете которых разломы возникают как трещины отрыва или скальвания), чем представления о рифтовой природе зеленокаменных впадин.

Вопрос, какой из тектонофизических моделей следует отдать предпочтение, требует дополнительных исследований. Модель субмеридионального сжатия лучше объясняет возникновение субширотной гранулито-гнейсовой антиформы. В пользу второй модели, предлагающей сжатие в субширотном направлении, говорит большее сходство возникшей при этом трещиноватости с реально наблюдаемой системой разломов и наличие мантийных «корней» у Волго-Камского геоблока. Отдельного обсуждения требует вопрос, когда именно проявлялось такое сжатие.

Все геодинамические построения по фундаменту ВЕП, на какой бы основе они не базировались и какого бы района не касались, обязаны учитывать особенности пространственного распределения комплексов на территории всей ВЕП, чего до сих пор не делалось. Это касается и любых других крупных природных геологических тел.

Литература

1. Гинтов О.Б. Зоны разломов Украинского щита. Влияние процессов разломообразования на формирование структуры земной коры // Геофиз. журн. 2004. Т. 26, № 3. С. 3–24.
2. Гончаров М.А. и др. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом, 2005. 495 с.
3. Добрецов Н.П. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 199 с.
4. Свешников К.И., Колесовская В.А. Пространственные закономерности строения кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы и их геодинамические аспекты. (укр.) // Геодинамика. 2001. № 1/3. С. 47–58.
5. Peltzer G., Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during The India-Azia collision: An experimental approach // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 15085–15118.

В.П. Семакин¹, А.В. Кочергин¹

Глубинные факторы формирования новейших (неотектонических) поднятий континентальных районов

Большинство горных и высокоподнятых районов на континентах характеризуются в разной степени интенсивными отрицательными аномалиями в редукциях Буге и Гленни. Наиболее интенсивные аномалии Буге (до – 550 мГал) установлены под Тибетом. Изостатическая компенсация положительных топографических масс (неотектонических поднятий) и плотностных неоднородностей верхней части земной коры, в частности осадков, осуществляется соответствующими компенсационными массами противоположного знака, которые связываются как с изменениями мощности земной коры, так и с плотностными неоднородностями, расположенными на различных уровнях земной коры и верхней мантии. Так, по оценкам М.Е.Артемьева [1] в районах Кавказа, Карпат и в Альпах 70% изостатической компенсации осуществляется за счет увеличения мощности земной коры, 20% – за счет внутрикоровых плотностных неоднородностей и 10% – за счет разуплотнения мантии, тогда как на Тянь-Шане (к востоку от Таласо-Ферганского разлома) в мантии сосредоточено до 40–50 % компенсационных масс.

Неотектонические поднятия, являющиеся по своей природе, в основном, изостатическими, создаются вертикальными движениями, обусловленными разуплотнением различных горизонтов земной коры и верхней мантии под действием метасоматических и метаморфических процессов,

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

сопровождаемых привносом глубинными флюидами K, Na, Si и ведущих к образованию новых твердых минеральных фаз пониженнной плотности.

Метасоматоз создает разномасштабные плотностные неоднородности в земной коре и верхней мантии и, в свою очередь, зависит от состава, температуры, напряженного состояния (давления), фугитивности кислорода метасоматизируемого субстрата и характера глубинных флюидов.

Разуплотнение различных горизонтов мантии при метасоматических процессах может происходить за счет образования малоплотных калийсодержащих твердых минеральных фаз, среди которых ведущим, видимо, является флогопит [6], устойчивый до глубины 200 км и более. При этом, наиболее интенсивное разуплотнение мантии будет происходить при замещении граната флогопитом [8]. Определенную разуплотняющую роль в мантии могут играть также лейцит, устойчивый при температуре 1000°C до 60–120 кбар, а также санидин, гидросанидин, устойчивый до давления 80 кбар, и другие малоплотные калийсодержащие минералы.

В областях развития карбонатитового магматизма (Восточная Африка) в верхней мантии (при $P > 20$ –30 кбар) малоплотные твердые минеральные фазы могут быть представлены карбонатами (доломит, магнезит, кальцит), связанными с метасоматическими процессами при взаимодействии мантийных перidotитов с CO_2 и щелочно-карбонатными компонентами, сопровождаемыми, в частности, верлитизацией гарцбургитовой мантии. Карбонаты являются устойчивыми до больших глубин. Так, доломит при давлении 50–70 кбар распадается на магнезит и арагонит, которые устойчивы до 180 кбар и более [2].

Увеличение мощности земной коры под неотектоническими поднятиями представляет собой процесс разуплотнения мантии пироксенитового или эклогитового состава под действием высокотемпературного метасоматоза, в результате чего образуются плагиоклазсодержащие клинопироксениты, в разной степени амфиболизированные габбро-пироксениты, амфибол-плагиоклавовые породы, горнблендиты, керситовые и биотит-керситовые габбро [7]. В результате таких процессов возникают зоны, которые по своим физическим свойствам (скоростные параметры, плотность) и составу занимают промежуточное положение между корой и верхней мантией, образуя «коромантийные смеси» различной мощности. На Камчатке «переходная» зона между земной корой и верхней мантией состоит в основном из амфиболитов и флогопитизированных перidotитов, а в глубинных ксенолитах устанавливается односторонняя тенденция превращений дунитов и перidotитов через амфиболизацию к габроидной ассоциации [4].

В земной коре малоплотные минеральные фазы возникают в результате метасоматической гранитизации, сопровождаемой привносом глубинными флюидами Si, K, Na, Al, в результате чего путем замещения минералов исходных пород вновь образуются плагиоклаз, микроклин и кварц [3, 5].

В западной части Тихоокеанского кольца мощная эпоха горообразовательных движений четко соответствует времени вспышек кислого

вулканизма в среднем–верхнем плейстоцене [9]. Эти процессы, видимо, следует связывать со значительным привносом Si глубинными флюидаами в виде SiCl_4 и, возможно, в виде силанов Si_nH_m , под действием которых в верхах мантии и низах коры могли происходить разуплотняющие метасоматические процессы с последующим или одновременным возникновением кислых расплавов.

Определенную, видимо, немаловажную, роль в разуплотнении некоторых участков земной коры и, возможно, верхней мантии играют процессы серпентинизации, которые проявляются в большей степени в районах развития базит-гипербазитового магматизма.

Метасоматические процессы могут стимулироваться, в частности, глубинными дислокациями по типу широкого сложного сдвигания с образованием зон растяжения и сжатия.

В целом изостатическое равновесие литосферных колонок, включающих топографические массы (новейшие поднятия), земную кору, «коромантийные смеси» и верхнюю мантию, видимо, осуществляется на уровне астеносферы, где и располагается «поверхность компенсации».

Литература

1. Артемьев М.Е. Гравиметрия и изостазия: современное состояние и новые задачи // Комплексные исследования по физике Земли. М.: Наука, 1989. С. 53–68.
2. Бакуменко И.Т., Долгов Ю.А., Дорошев А.М. и др. Физико-химические условия образования и особенности состава пород земной коры и верхней мантии // Геология и геофизика. 1986. №1. С. 96–103.
3. Жариков В.А., Гаврикова С.Н. О двух механизмах гранитообразования // Кристаллическая кора в пространстве и времени магматизма. М.: Наука, 1989. С. 25–35. (Докл. сов. геологов на 28 сесс. МГК. Вашингтон, июль 1989 г.).
4. Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенез под вулканами (в свете изучения базит-гипербазитовых включений в базальтах). М.: Недра, 1979. 197 с.
5. Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000, №1. С. 3–22.
6. Лутков В.С. Слюды в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня (Таджикистан) как индикаторы процессов мантийного метасоматоза // Петрология. 1998. Т.6, №1. С. 54–69.
7. Лутков В.С. Геохимические особенности пироксенит-габброидных включений в щелочных базальтах Южного Тянь-Шаня (Таджикистан): к проблеме состава и генезиса слоя «коромантийной смеси» подвижных поясов // Геохимия. 2000. №3. С. 334–340.
8. Рябчиков И.Д. Мобилизация рудного вещества мантийными и коровыми флюидами // Эндогенные источники рудного вещества. М.: Наука, 1987. С. 89–103.
9. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 243 с.

Роль космических факторов в пространственной структуре Земли и в периодичности геологических процессов

1. Вращение Луны вокруг Земли вызывает приливные явления на Земле, вследствие чего происходит диссипация энергии. В результате этого некоторое количество движения передается Луне. Вращение Земли замедляется, а увеличившийся момент количества движения Луны приводит к постепенному удалению ее от Земли [1].

2. В работах Г.С. Юри и Г.Дж. Макдональда показано существование эмпирической зависимости между массой и моментом количества движения планет Солнечной системы (цит. по:[2]). Согласно этой зависимости, в прошлом, до значительного удаления Луны от Земли, продолжительность земных суток была примерно вдвое меньше современного ее значения. При этом считается, что минимальное расстояние между Землей и Луной (три радиуса Земли) было 1,8–2,0 млрд лет назад, в нижнем протерозое.

Ловеринг, Делл и Джохансон (цит. по: [2]) показали, что изменение линий нарастания на раковинах морских организмов пропорциональны уменьшению числа дней в году. Ими было установлено, что в силуре сутки состояли из 21 часа, а год – из 421 дня. При таком темпе увеличение продолжительности суток за весь фанерозой (около 600 млн лет) составит 4 ч.

Замедление осевого вращения Земли по мере удаления Луны вызывает уменьшение полярного сжатия Земли, что приводит к накапливанию напряжений в литосфере. Согласно расчетам А.Т. Асланяна [2], разность напряжений в литосфере, обусловленная изменением полярного сжатия Земли, в несколько раз превышает предел прочности литосферы, что приводит к образованию планетарной сети глубинных разломов. К сходным выводам о том, что изменения скорости вращения Земли могут создавать напряжения в земной коре, превосходящие предел ее прочности и вызывающие ее необратимые деформации, ранее пришел В.А. Цареградский [3].

2. Изменение ротационного режима планеты, связанное с приливной эволюцией в системе Земля–Луна создает поле напряжений и деформаций в литосфере, которое проявляется в геометрически правильной сети линеаментов, закономерно ориентированных по отношению к фигуре Земли (регматическая решетка). Ротационно-обусловленные лианементы подчиняются четырем главным простирациям (меридиональному, широтному, северо-западному и северо-восточному) и образуют в литосфере геометрически правильные решетки разных размеров, как бы вложенные друг в друга. Ортогональные системы линеаментов генерируются под действием главных нормальных напряжений, которые возникают в литосфере при изменении фигуры Земли, т. е. формируются силами сжатия–растяжения. Диагональные системы линеаментов ген-

¹ ОАО «Краснодарнефтегеофизика», Краснодар, Россия

рируются под действием касательных (скалывающих) напряжений и повернуты относительно ортогональных в среднем на 45° .

Регматическая сеть линеаментов является основой для картирования планетарных поясов деформаций I и II рангов [4]. Они выявляются по данным структурно-геоморфологического анализа глобального рельефа континентов и дна океанов с привлечением материалов космических съемок, геологических данных и планетарных аномалий геопотенциала. Вдоль параллелей и меридианов образуются пояса сжатия и растяжения литосферы. Вдоль диагоналей к координатной сетке формируются пояса скальвания и сдвиговых деформаций. Наиболее крупномасштабная делимость литосферы и верхней мантии определяется для всей Земли на основании анализа карты отклонений геоида относительно эллипсоида («Гравитационное поле...», 1979 г.). Всего в Центральном секторе Земли (от 60° с. ш. до 50° ю. ш.) нами выделено шесть меридиональных чередующихся суперструктур: Восточно-Тихоокеанская, Западно-Атлантическая и Индоокеанско-Западно-Сибирская «мегадепрессии» и Американский, Афро-Европейский и Австрало-Восточно-Азиатский «мегавалы». Первые охватывают главным образом океанические, а вторые – материковые области [5].

3. По мнению Н.Я. Кунина и Н.М. Сардонникова (1973, 1974, 1976 гг.), в истории Земли наблюдается периодичность процессов тектогенеза, магматизма, осадконакопления, изменений климата, инверсий магнитного поля с интервалом 40–45 млн лет. Такая же периодичность обнаружена Е.Е. Милановским [6] в чередовании эпох мировых трансгрессий и регрессий, развитии рифтовых и геосинклинальных поясов, океанических впадин и вулканизма. По мнению Е.Е. Милановского, периодичность перечисленных геологических процессов невозможно объяснить без допущения пульсаций объема Земли. История Земли должна рассматриваться как чередование эпох преобладания глобального сжатия и глобального расширения [6]. По мнению Р.И. Каттерфельда (1962 г.), уменьшение объема Земли должно сопровождаться ускорением вращения и возрастанием полярного сжатия, и наоборот, что должно приводить к значительному перераспределению масс в коре и мантии Земли. Интересна идея П.Н. Кропоткина (1970 г.) об изменении интенсивности конвекции в мантии в результате «пульсаций» радиуса Земли.

4. Многие авторы выделяют низкочастотную глобальную цикличность геологических процессов с периодом 180–220 млн лет, которая связывается с вращением Солнечной системы по эллиптической орбите вокруг центра масс Галактики. По нашему мнению, вращение Солнечной системы вокруг центра масс Галактики создает условия для изменения силы тяжести на Земле через каждые 40–45 млн лет, ввиду периодического изменения расстояния от Земли до центра масс Галактики [7]. Согласно расчетам П.П. Паренаго (цит. по: [3]), расстояние до центра Галактики в перигалактии равно 7,12 кпс, а в апогалактии – 8,59 кпс. В связи со значительным эксцентриситетом галактической орбиты Солнечной системы весьма вероятно периодическое изменение внешнего гравитационного

поля Земли, приводящее к пульсации объема планеты, изменениям интенсивности гравитационной дифференциации мантии, перестройке структуры конвекционных потоков и смене тектономагматических циклов.

С.В. Аплонов и Б.А. Лебедев [8] проанализировали соотношение галактических циклов с фазами диастрофизма на Земле. Они пришли к выводу, что максимумы диастрофизма I порядка для всех докембрийских фаз относятся к интервалам в 4 галактических года. По их мнению, каждый галактический год завершается диастрофизмом, но только в каждом четвертом галактическом году происходит образование суперконтинентов (Пангей): кеноранская фаза (2,7 млрд лет) характеризуется формированием Моногеи (Пангей 0), карельская фаза (1,9 млрд лет) – Мегагеи Штилле (Пангей 1), гренильская фаза (1,05 млрд лет) – формированием Мезогеи и герцинская фаза (0,26 млрд лет) – формированием Пангей Вегенера. Есть предположение, что причиной 4-летних галактических циклов является вращение нашей Галактики вокруг центра Мегагалактики. По мнению ряда авторов, гравитационный потенциал Галактики может меняться в связи с изменением средней плотности материи во Вселенной или в связи с изменением гравитационной постоянной Ньютона во времени [9]. Таким образом, наша Галактика примерно за 800 млн лет делает оборот вокруг центра масс Метагалактики по эллиптической орбите при соответствующем изменении внешнего гравитационного поля Земли, что дает дополнительную энергию для тектонических процессов на Земле, в том числе для становления и распада суперконтинентов.

Литература

1. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. С. 293.
2. Асланян А.Е. Предельные значения мощности и прочности литосферы в свете теории гравитационного сжатия и приливного торможения Земли // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1976. № 1. С. 20–30.
3. Цареградский В.А. К вопросу о деформациях земной коры // Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 149–221.
4. Сенин Б.В., Семендуев М.М. О планетарных поясах деформаций Восточного полушария класса океан-континент-оcean // Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. IV Всесоюз. шк. морской геол. Т. 3. М.: ИО АН СССР, 1980. С. 163–164.
5. Семендуев М.М. Возможная структура тепломассообмена в мантии Земли и ее отношение к тектонике литосферных плит // Геология морей и океанов: Тез. докл. V Всесоюз. шк. морской геол. Т. 2. М.: ИО АН СССР, 1982. С. 71–73.
6. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли) // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3–16.
7. Семендуев М.М. Периодичность биологических кризисов как следствие геологогеофизических особенностей развития Земли и космических факторов // Палеонтологическая летопись региональных и глобальных событий: Тез. докл. LI сес. Палеонтол. о-ва. СПб: ВСЕГЕИ, 2005. С. 107–108.
8. Аплонов С.В., Лебедев Б.А. Порядок, хаос и эволюция в геологической истории Земли // Геофизика. 2001. № 3. С. 56–62.
9. Кропоткин П.Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике // Геотектоника. 1970. № 2. С. 30–46.

Тектонические обстановки накопления флишоидного комплекса Малого Карагату – Таласского хребта по данным изотопных Sm/Nd и геохимических исследований

Таласский хребет и его продолжение на северо-запад – Малый Карагату находятся на северо-западном склоне Тяньшаньской горной системы. Административно их территория относится к двум государствам: Казахстану и Киргизстану. Большая его часть сложена терригенно-карбонатным комплексом флишоидного строения. Хотя строению и составу флишоидного комплекса Малого Карагату и Таласского хребта посвящено большое количество работ, что связано с наличием продуктивной фосфоритоносной толщи в перекрывающих его отложениях, его возраст и стратиграфическое расчленение остаются дискуссионными. По результатам проведенных полевых исследований в настоящей работе принимается, что зеленосланцевые комплексы, обнажающиеся на юго-западе Малого Карагату (кокджотская свита) и Таласского хребта (узунахматская свита) и на северо-востоке Малого Карагату (акмамедская свита) примерно одновозрастны неметаморфизованным флишоидам, обнажающимся в центральной части обоих хребтов. Нижняя часть флишоидного комплекса имеет, скорее всего, позднерифейский возраст, тогда как более верхняя включает вендинские и, возможно, нижнепалеозойские слои.

В составе рифейских пород преобладают кварц-полевошпатовые и, реже, полимиктовые песчаники. Тем не менее, возможности петрографического метода при изучении песчаников ограничены из-за сложности определения состава матрикса и значительного изменения обломков пород в зеленосланцевых комплексах. Анализ направлений палеопотоков в рифейских отложениях [1, 3] позволяет говорить об общем направлении движения мутевых потоков, близком к простиранию пород, и предположить наличие двух источников сноса (с северо-востока и юго-запада) с постепенным уменьшением грубообломочной фракции по направлению на юго-восток.

Целью проведенных исследований являлось:

- оценка примерного возраста источников сноса;
- грубая оценка химического состава пород в источнике сноса;
- проведение анализа палеообстановки, отвечающей осадконакоплению флишевого комплекса.

Для проведения исследования из разных частей разреза было отобрано 11 проб песчаников и 7 проб аргиллитов, в которых был изучен химический и Sm/Nd изотопный состав. Интерпретация данных Sm/Nd исследований производилась в соответствии с: [2, 4]. Основные результаты сводятся к следующему.

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

В большинстве исследуемых образов отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ лежит в диапазоне 0,11–0,13, что достаточно близко к среднекоровому значению. Наиболее заметные различия в отношении $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ выявлены для образцов из Малого Карагату и лежат в диапазоне 0,08–0,15. Соответственно в них наблюдаются наибольшие различия модельного возраста, рассчитанного по одностадийной и двухстадийной модели. В дальнейшем обсуждаются результаты возраста, рассчитанного по двухстадийной модели.

Большинство модельных возрастов, определенных в результате проведенных анализов, находятся пределах 2,0–2,2 млрд лет. Такое постоянство результатов полученных при исследовании образцов, которые были отобраны из различных точек разреза, указывает на сохранение устойчивого нижнепротерозойского источника сноса во времени или на сохранение постоянного соотношения между разновозрастными источниками сноса. Заметно выпадают из общей картины образцы песчаников, отобранных из коксуйской свиты (центральная часть Малого Карагату) с возрастной датировкой в 2,6 млрд лет и два образца аргиллитов из акмамедской свиты (северо-восток Малого Карагату) с возрастом 1,4 и 1,8 млрд лет. Для образцов из коксуйской свиты такие результаты не являются случайными, так как аналогичные отложения Таласского хребта тоже дают несколько более древний возраст по сравнению с другими образцами. Соответственно можно предположить, что в формировании отложений коксуйской свиты принимали участие образования с архейской корой. Косвенным образом на это указывает повышенное содержание хрома в осадках коксуйской свиты.

В целом обращает на себя внимание, что наиболее древние модельные возрасты зафиксированы в более молодых отложениях, и наоборот. Возможно, такие возрастные соотношения объясняются спецификой размыва, в результате которого с течением времени эрозия вскрывала все более древние комплексы.

Для определения тектонических обстановок и состава источников сноса нами были проанализированы диаграммы $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и Th/S . Все породы занимают поле расположения между усредненным составом коры и андезитами островных дуг, указывая на наличие среди источников сноса как древних кратонов, так и островных дуг. Изученные соотношения показывают, что наибольшие отклонения от тренда изотопно-геохимической эволюции пород дают образцы из Малого Карагату. Фигуративные точки образцов, отобранных из толщ, которые обнажаются в южной части Малого Карагату (кокджотская и большекаройская свиты), смещены в сторону мафической компоненты, тогда как образцы из его северо-восточной части смещены в сторону кислых пород. Это указывает на возможность наличия блоков древней континентальной коры на севере и большую дифференцированность тектонических обстановок на юге, где могли присутствовать как блоки древней коры, так и островные дуги. Можно предположить, что во время накопления флишиодного комплекса главные источники сноса находились вблизи бассейна осад-

конакопления в его северо-западной части (в современных координатах), что и обусловило большую дифференциацию осадков. По мере перемещения осадков в юго-восточном направлении (бассейн современного Таласского хребта) осадки перемешивались и их изотопно-геохимический состав становился более однородным.

Литература

1. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратай – модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 191 с.
2. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.
3. Семилеткин С.А., Худолей А.К. Обстановки осадконакопления пород флишевого комплекса Таласского Алатау // Отечественная геология. 1993. № 1. С. 64–71.
4. McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G. Geochemical approach to sedimentation, provenance, and tectonics // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1993. N 284. P. 21–40.

К.Ж. Семинский¹

Разломные зоны континентальной литосфера: тектонофизический аспект

В соответствии с анализом, проведенным недавно Ю.М.Пущаровским и Д.Ю.Пущаровским [1], особенностью современных геодинамических концепций является идея обособленного перемещения континентов по отношению к другим структурным элементам литосферы Земли. Такой отход от классических положений тектоники плит придает особую актуальность представлениям о блоковой делимости континентов и литосферы в целом, активно развивающим в свое время М.А.Садовским, Л.И.Красным и их последователями. Поскольку наши исследования [2,3], результаты которых отражены и в материалах ежегодных тектонических совещаний (2001 г., 2003–2006 гг.), напрямую касаются данной проблемы, настоящая статья в юбилейном сборнике по фундаментальным вопросам геотектоники содержит основные положения доклада, обобщающего современные представления о делимости литосферы и специфике строения ее отдельных элементов.

Процесс деформации любых по масштабам сегментов литосферы реализуется путем образования и совместного развития двух объемных структурных элементов – блоков и ограничивающих их подвижных зон, которые создают законченную картину делимости. Структура континентальной литосферы характеризуется строгой иерархической соподчиненностью. Размеры как зон, так и блоков, установленные для 11 уровней иерархии (от глобального до локального), в среднем отличаются для смежных порядков на одну и ту же величину – в 2,1–2,2 раза. На одном иерархическом уровне

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

усредненные размеры двух главных элементов делимости сопоставимы. Более того, имеет место неравномерное, но явно выраженное уменьшение отношения среднегеометрического размера блока к аналогичному параметру зоны, что свидетельствует о возрастании значимости зон по сравнению с блоками при переходе от локального уровня к глобальному.

Таким образом, структура континентальной литосферы является зонно-блоковой, причем ее ключевой элемент – зона – характеризуется многообразием своих проявлений в зависимости от господствующей в регионе геодинамической обстановки. Систематизация подвижных зон, исследование специфики их внутреннего строения в разных условиях деформации – задачи дальнейших целенаправленных исследований по проблеме. В то же время, одна из разновидностей рассматриваемых структурных элементов уже сейчас может быть охарактеризована в достаточно полном объеме на базе ранее проведенных исследований. Это зоны, формирующиеся при деструкции литосферы с отчетливо выраженной локализацией деформации и, таким образом, являющиеся разломными.

В соответствии с тектонофизической трактовкой разломная зона включает не только тектониты магистрального смесятеля, но и существенно большие по размерам объемы горных пород, в которых имеют место генетически связанные с его формированием пластические и разрывные деформации. Зона характеризуется внутренней структурой, под которой понимается совокупность тектонических элементов, определяющих специфику ее строения в отличие от окружающих пространств. Поскольку разломные зоны литосферы развиваются в соответствии с наиболее общими законами механики разрушения реальных тел, состояние их внутренней структуры (т.е. форма проявления в природе) определяется характером реологического поведения субстрата под нагрузкой, а также кинетикой, способом распространения и видом деформации, реализующейся при взаимодействии блоков.

Необходимым условием образования разломной зоны является упругопластический характер поведения литосферного объема, когда под действием динамического нагружения он проходит через несколько характерных напряженно-деформированных состояний. Формирование разрывной структуры происходит при упрочнении, ослаблении и разрушении субстрата разломной зоны, что обуславливает наличие трех главных дисьюнктивных стадий ее развития, существенно различающихся по внешним признакам. Разлом на ранней дисьюнктивной стадии развития представлен широкой зоной распространения сравнительно мелких разнотипных разрывов, ориентированных под углом к генерализованному положению дисьюнктива в пространстве. Разлом на поздней дисьюнктивной стадии развития представлен сравнительно узкой зоной распространения ветвящихся сравнительно крупных нарушений, образующих сложные сети в местах сочленения друг с другом и часто представленных одним разрывом между этими участками. Разлом на дисьюнктивной стадии полного разрушения представлен единым магист-

ральным смеcтителем и разнотипными (приуроченными обычно к его изгибам) оперяющими разрывами, причем разрушение деформируемого объема в данном случае является полным лишь с механической точки зрения, так как два обособленных блока контактируют друг с другом по достаточно мощной зоне тектонитов.

Способность к рангованию, как главное свойство кинетики разрывной деформации, обусловливает строгую иерархию во внутренней структуре разломных зон и временную неравномерность их формирования, выражющуюся в разделении ранней и поздней дизъюнктивных стадий на ряд подстадий. В целом эволюция разрывной сети в течение подстадии происходит путем постепенного увеличения размеров разрывных нарушений за счет «прорастания» их окончаний, пока концентрация дислокаций данного ранга в нагруженном объеме не достигнет критического уровня. После этого наступает момент структурной перестройки с резким увеличением длин некоторых дислокаций за счет объединения с другими, иногда равными по протяженности разрывами с образованием нарушений более крупного ранга, которые развиваются аналогичным образом уже на следующей подстадии разрывообразования. Появление в результате очередной структурной перестройки разрывов, нарушающих кое-где деформируемый объем полностью, знаменует переход от ранней стадии разрывообразования к поздней, тогда как возникновение единого магистрального смеcтителя свидетельствует о наступлении стадии полного разрушения. Наличие тесно взаимосвязанных стадий и подстадий отражает двухуровневый характер стадийности формирования внутренней структуры континентальных разломных зон.

Волновой способ распространения деформации обусловливает колебательный характер поперечной миграции активности в разломных зонах, а также неравномерность дислоцированности их субстрата. Поперечная неравномерность выражается в различной степени нарушенности крыльев дизъюнктива (даже у сдвигов), а продольная – в существовании участков повышенной и пониженной плотности разрывов, чередующихся зачастую с определенным шагом, величина которого в ходе эволюции структуры возрастает и в конечном итоге отражает (в виде дуплексов или зон аккомодации) пространственную неоднородность деструкции 1-го порядка. Таким образом, в целом продольная неравномерность определяется существованием в разломной зоне двух типов областей, которые в структурном отношении развиваются по-разному. Одни из них отстают от других в развитии и характеризуются интенсивным процессом структурообразования, что выражается в большей ширине зоны в их пределах и повышенной концентрации разрывных нарушений. В противоположность этому спецификой формирования соседних участков является ускоренное развитие и сравнительно быстрое появление там единичных разрывов, являющихся сегментами будущего магистрального смеcтителя.

Видом деформации, который определяет для разломной зоны парагенезис разрывов 2-го порядка и не зависит от ее ранга и ориентировки в

пространстве, в наиболее общем случае является скальвание с дополнительным боковым сжатием. Его прогрессирующий характер обусловливает участие в полном парагенезисе трех типов разрывов (опережающие, оперяющие, сопутствующие), а также специфику их проявления на разных стадиях развития разломной зоны, каждой из которых свойственно определенное напряженно-деформированное состояние субстрата. Опережающие разрывы – это разрывные нарушения, возникающие и эволюционирующие в разломной зоне до появления магистрального смесятеля. Оперяющие разрывы – это разрывные нарушения, появляющиеся в результате трения блоков по поверхности уже образованного магистрального смесятеля. Сопутствующие разрывы – это разрывные нарушения, образование и эволюция которых в разломной зоне прямо не связаны с подготовкой формирования или трением блоков по магистральному смесятелю, а определяются наличием гравитационных эффектов или кинематической необходимостью в трансформации перемещений по сети опережающих или оперяющих нарушений. Несмотря на многообразие разновидностей разрывных нарушений в разломной зоне, в фиксированные периоды ее формирования активными являются лишь некоторые системы опережающих, оперяющих и сопутствующих разрывов интегрированного парагенезиса, что и позволяет, зная установленные для их развития закономерности, успешно интерпретировать происхождение приразломных сетей у конкретных смесятелей.

В наиболее общем случае главную структурообразующую роль в разломных зонах, возникающих путем разрушения субстрата, а не активизации уже имеющихся структурных неоднородностей, играют опережающие разрывы, и, в первую очередь, *R*-сколы. Они характеризуются синтетическим характером смещения крыльев, появляются на самых ранних этапах разрывообразования, испытывают небольшие развороты на более поздних стадиях и, постепенно увеличиваясь в размерах, формируют магистральный смесятель, подвижки по которому, в свою очередь, могут вызвать их активизацию уже в качестве оперяющих нарушений.

Итак, внешние проявления разломных зон, 1) находящихся на разных стадиях развития, 2) соответствующих периоду структурной перестройки или подстадии разрывообразования, 3) выраженных дуплексом или сегментом магистрального смесятеля, 4) представленных опережающими или оперяющими разрывами, существенно отличаются друг от друга. Различия становятся еще более резкими при сравнении дизъюнктивов разного типа и ранга. Кроме того, эффект разнообразия во внешних проявлениях разломных зон в значительной степени усиливают специфику условий образования и структурно-вещественные неоднородности в строении земной коры конкретных регионов. Учитывая это, можно заключить, что, несмотря на существующее разнообразие, значительная часть подвижных зон в зонно-блочной структуре литосферы по своей сути относится к разломным согласно широкой трактовке данного термина. Знание представленных выше общих закономерностей их

строения и развития позволяет установить механизмы деструкции литосфера для многих природных регионов, что представляет ключевую проблему современной геодинамики.

Работы выполнены при поддержке СО РАН (интеграционные проекты ОНЗ-6.13 и 10.7.3).

Литература

1. Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. О тектоногеодинамической модели Земли нового поколения – обзор проблемы // Геотектоника. 2006. №3. С. 3–8.
2. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 243 с.
3. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон: Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. 293 с.

В.Н. Сеначин¹

Глубинные плотностные неоднородности зоны сочленения Азиатского материка с Тихим океаном, определяемые по аномалиям «свободной поверхности» мантии

Зона сочленения Евроазиатской и Тихоокеанской плит характеризуется плотностными неоднородностями, распространяющимися по всей глубине тектоносферы. Это проявляется во всех геофизических полях, особенно – в гравитационном поле. Наиболее крупные аномалии гравитационного поля, достигающие нескольких сотен миллигаль, наблюдаются в системе островная дуга – глубоководный желоб, которая протягивается по всей северо-западной границе Тихого океана.

Относительно спокойным представляется гравитационное поле над окраинными морями, что говорит об их устойчивом, изостатически выровненном состоянии. Однако, при этом они характеризуются слабо повышенным уровнем поля, а это указывает на наличие аномальных масс, расположенных, вероятно, глубже уровня изостатической компенсации, т.е. глубже астеносферы [1]. Кроме того, глубоководные котловины окраинных морей характеризуются увеличением глубины «свободной поверхности» мантии (далее – СПМ), которая, по оценке Т.Ватанабе с соавторами, составляет не менее 1 км [6].

Для выявления природы данных аномалий автором были произведены расчет и детальный анализ распределения аномалий СПМ и изостатических гравитационных аномалий в Охотоморском регионе [4]. В результате этой работы была предложена модель глубинной изостатической компенсации задуговых регионов, которая объясняет особенности распределения в них гравитационного поля и глубины «свободной поверхности»

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

мантии. Модель предполагает в этих регионах наличие второго, глубинного уровня компенсации, расположенного в нижней мантии, который приводит к изостатическому выравниванию плотностных неоднородностей верхней мантии, образующихся при субдукции Тихоокеанской плизы. Одним из подтверждений данной модели может быть распространение увеличенной глубины СПМ на соседние области материка и океана, не охваченные процессом субдукции. Расчет СПМ на континенте производится с большой погрешностью из-за невозможности точного определения плотности в слоях земной коры и большой ее мощности. В океане же, где мощность коры на большей его части составляет 5–7 км, ошибка определения невелика, и данную аномалию можно выявить.

Для определения глубинных плотностных неоднородностей в примыкающей к активной окраине области был произведен расчет изостатических гравитационных аномалий и аномалий СПМ в северо-западной части Тихого океана. В расчете использовались карты и схемы рельефа дна, мощности осадков и мощности коры, данные измерений теплового потока, приведенные в работах [2, 3, 5].

Методика расчета аномалий СПМ и изостатических аномалий гравитационного поля описана в работе [4]. Аномалии СПМ рассчитываются на основе модели охлаждающегося полупространства, которая удовлетворительно объясняет закономерное изменение глубины океанского дна и теплового потока с увеличением возраста литосферы. Тепловой поток в глубоководных котловинах северо-западной части Тихого океана на всем их протяжении оценивается величиной $51 \text{ мВт}/\text{м}^2$ [5], что соответствует нормальному уровню глубины СПМ 4,84 км. Аномалии СПМ по всей северо-западной части Тихого океана рассчитывались относительно данного уровня.

Результаты проведенных расчетов показывают следующее.

Области глубоководных котловин северо-западной части Тихого океана, представляющие собой ненарушенные участки океанической литосферы, характеризуются близким к нормальному уровнем СПМ: аномалии здесь не превышают $\pm 0,2$ км. Все положительные формы рельефа (подводные горы, хребты, возвышенности) характеризуются отрицательными аномалиями СПМ, амплитуда которых чаще всего не превышает 0,3 км. Возвышенность Шатского – наиболее крупное поднятие на северо-западе Тихого океана – выделяется отрицательной аномалией СПМ, достигающей в южной ее части величины -0,5 км. При этом, гравитационные аномалии в изостатической редукции указывают на отсутствие крупных нескомпенсированных масс в этой структуре. Это говорит о том, что возвышенность Шатского – изостатически полностью скомпенсированная структура, в которой компенсация топографической нагрузки частично осуществляется за счет уменьшения плотности в коре или в подкоровом слое. Императорский хребет в аномалиях СПМ так же, как и в гравитационном поле, проявляется как регионально скомпенсированная структура: повышенный уровень аномалий собственно в районе хребта и пониженный в его окружении.

Выявление глубинной аномалии СПМ, приуроченной к зонам субдукции на океанической стороне сильно осложняет влияние изостатики нескомпенсированного окраинного вала. Он проявляется в виде асимметричного подъема уровня аномалий СПМ на участке до 500 км и более от оси желоба. Однако на различных участках конвергенции Тихоокеанской плиты его влияние различно. Так, в районе, примыкающем к Марианскому желобу, есть участки, где окраинный вал практически отсутствует. Эти участки характеризуются углублением СПМ до 0,5 км, что может быть связано с глубинными процессами в тектоносфере активных окраин.

Отмечается также наличие слабого тренда аномалий СПМ и изостатических по направлению к желобу. Осредненные аномалии СПМ закономерно увеличиваются по глубине, в то время как в изостатических гравитационных аномалиях наблюдается слабое уменьшение уровня. Низкая точность исходных данных не позволяет говорить о данных закономерностях с полной уверенностью, но, если они действительно имеют место, то их происхождение можно связывать с глубинными плотностными неоднородностями, вызванными, вероятно, конвективными течениями.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ совместно с администрацией Сахалинской области, проект № 06-05-960-50.

Литература

1. Артемьев М.Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. №2. С. 3–17.
2. Веселов О.В., Сычев П.М. Структура поля тепловых потоков и термодинамические условия земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана //Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С.44–65.
3. Павлов Ю.А., Косыгин В.Ю., Строев П.А. Гравитационные аномалии северо-западной части Тихого океана //Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С.66–79.
4. Сеначин В.Н. Аномалии «свободной поверхности мантии» Охотоморского региона и их связь с глубинными процессами //Тихоокеан. геология. 2005 Т. 24, №5. С.50–65.
5. Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика,магматизм,тектоника). М.:Наука, 1984. 232 с.
6. Watanabe T., Langseth M.G., Anderson R.N. Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific //Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins /Eds. M.Talwani and W.C.Pitman. Wash. (D.C.), 1977. P.137–161.

В.И. Сизых¹, А.И.Сизых², М.П. Лобанов

Стресс-метаморфическая зональность покровно-складчатых структур южной окраины Сибирской платформы

Области столкновения литосферных плит сопровождаются надвигообразованием, складчатостью и метаморфизмом. Южная окраина Си-

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

² Иркутский государственный университет (ИГУ), Иркутск, Россия

бирской платформы не является исключением. Процессы шарьяжно-надвиговой тектоники, складкообразования данного региона довольно подробно охарактеризованы в предыдущих работах авторов. Попытаемся наметить схему формирования стресс-метаморфических формаций, находящихся в прямой зависимости от геодинамических процессов формирования региональных покровно-складчатых структур южной окраины Сибирской платформы.

Стресс-метаморфические ассоциации офиолит-меланжевых аллохтонных пластин. Данный пояс контролируется линеаментами разрывных структур. В виде протяженной дуги он прослеживается от среднего течения р. Витим (Южно-Муйский хребет) через бассейны рек Мама, Чая, Чуя в Северо-Байкальском нагорье, вдоль берегов оз. Байкал в Северо-Западном Прибайкалье и далее под акваторией оз. Байкал в Южном Прибайкалье. В пределах Восточного Саяна эта крупная разрывная структура сочленяется с Главным Саянским разломом. С востока в Чаро-Олекминском регионе офиолитовый пояс продолжает Южно-Алданский линеамент. Время заложения линеаментов, формирование в них офиолитового комплекса, аллохтонная кинематика до сих пор не имеет однозначного решения. Эта структура развивается полихронно – от архея до верхнего палеозоя включительно [1].

Важным моментом изучения пояса является установление офиолитовых ассоциаций в составе традиционно стратифицированных кристаллосланцевых и гнейово-сланцевых толщ (слюдянская, ольхонская, нюрундуканская, келянская, ушумканская и др.) в полосе, примыкающей к главному шву линеамента. Это обстоятельство свидетельствует о широком поясном развитии офиолитов по периметру внешней части Сибирской платформы. На большинстве карт в пределах пояса показаны офиолиты кайнотипного облика, либо расслоенные, чаще в ассоциации с вулканогенными образованиями. Отсутствуют ассоциации, подвергшиеся стресс-метаморфическому воздействию с образованием апогабброидных меланократовых мигматитов.

В связи с поясной покровно-складчатой и стресс-метаморфической зональностью наибольший интерес представляют процессы преобразования исходного офиолитового субстрата под воздействием флюидов и тектонических движений на формирование «вторичных» зеленокаменных пород стресс-метаморфического и тектонометасоматического типов.

Зеленокаменное преобразование офиолитов изучалось в ряде зон стрессовых дислокаций Муйской (Таксимо-Орловская, Кильяно-Ирокиндинская, Парамо-Янгудская) и Северо-Байкальской (Тыя-Джалоканская, Чая-Нюрундинская) различных ветвей пояса. В отличие от площадного метасоматического замещения, приводящего к диоритизации, сиенитизации и гранитизации пород основного состава, в указанном поясе гранитизация офиолитов наблюдалась в узких линейных мобильно дислоцированных зонах (зонах смятия) вплоть до образования меланократовых апогабброидных мигматитов. Присутствие в составе мигматитов апогаббро-

идного материала (соссюритового, цоизит-клиноцизитового агрегатов) придают этим породам своеобразный внешний облик и характерные текстурно-структурные особенности. Обычно они обладают крайне пестрой окраской; им всегда присущи зеленоватый оттенок, тонкая полосчатость, строматолитовая и очковая текстуры. При значительном развитии неосом и последовательном замещении палеосом возникает полосчатая текстура.

В Ольхонской ветви пояса установленprotoофиолитовый комплекс, подвергшийся в значительной степени гранитизации (мigmatизации). Диафторез сопровождается процессами кислотного выщелачивания и локальным железо-магнезиально-кальциевым метасоматозом. Здесь в структурах макробудинажа в ольхонской серии основные и ультраосновные породы составляют более 50%. Габброиды, пироксениты, пикритовые диабазы, ассоциирующие с метаморфитами, подвергаются раздавливанию и сплющиванию с изменением состава и структурно-текстурных особенностей в межбудинных зонах. Пластообразная и линзообразная форма тел пироксен-плагиоклазовых и апогабброидных кристаллосланцев отражает последовательные стадии преобразования изначально глубинно-магматических пород в условиях стресс-метаморфизма амфиболитовой фации. Отличительным признаком метасоматитов по фемическому субстрату является крайне непостоянная степень насыщения пород калиевым полевым шпатом.

В Присаянском выступе процессы диафтореза и деформации надвиговых структур проявляются полициклично. В результате образуются породы фемического профиля со сложными структурами, отражающими наложенные деформации. Они отнесены к высокотемпературным бластокатказитам и бластомилонитам – продуктам кинематической регрессии в Р-Т условиях амфиболитовой фации, обусловленной субгоризонтальной расслоенностью. Это дает основание предположить, что эти породы принадлежат к офиолитовому комплексу. В слюдянской серии развиты кальцит-флогопитовые, пироксен-скаполитовые, железо-магнезиально-силикатные (гранат-пироксеновые, амфибол-эпидотовые и др.) метасоматиты, кальцифиры, tremolit-серпентинитовые и другие биметасоматические образования с диопсидом, скаполитом, флогопитом, лазуритом, волластинитом, турмалином. Метасоматиты ассоциируют с известково-щелочными базит-ультрабазитами и бластомилонитами по ним. О стрессовой природе бластомилонитов и метасоматитов свидетельствует гранулитовая структура со следами пластической деформации, а также минералы-индикаторы стрессовых дислокаций и процессов кислотного выщелачивания (кордиерит, корунд, силлиманит). В эволюционном развитии этих процессов обращает внимание скаполитизация (скаполит-гастингсит, скаполит-диопсид-форстерит-клиноцизит и др.). Скарновые скаполит-пироксеновые и скаполит-гранатовые породы в большинстве случаев связаны с зонами крупных тектонических нарушений. Происходит пластическое течение и тектоническое перемещение карбонатного материала, его смешение с более хрупким си-

ликатным материалом. Деструктивный процесс считается основополагающим в скарновом процессе, поэтому вряд ли оправдано образование крупных пластообразных тел скалолитовых с магнетитом и диопсидом пород по изначально эвапоритовым отложениям.

Динамокластитовые ассоциации корневой части шаръяжно-надвиговых структур. Бластодинамокластиты и тектонометасоматиты корневой части надвиговых структур распространены в поясе краевого шва платформы. Эта обширная по объему ассоциация пород представляет продукты механорекристаллизационного процесса, проходящего на стадии пластических деформаций. Бластодинамокластитовая ассоциация пород по периметру Сибирской платформы образует обширный краевой пояс, по которому осуществляется взаимодействие платформы с Центрально-Азиатским подвижным поясом. Бластодинамокластитовый пояс сопряжен с крупными глубинными разломами: Нечерским, Мамско-Чуйско-Абчадским, Мамско-Даванским, Приморским, Бирюсинским. Породная ассоциация представлена преимущественно бластомилонитами: фрагментарно в различных ветвях пояса бластокатализитами, бластодиспергитами, гнейсоидами, бластопорфириодами и другими бластотектонитами. В кинематическом отношении для формирования этой группы пород предпочтительнее пластические деформации с ламинарным течением, линеаменты со сдвиговой кинематикой, а также крутое надвиги, сопряженные со сдвигами. Продукты кислотного выщелачивания «залечивают» оперяющие и сопряженные разрывы.

В Мамско-Даванской ветви пояса неоднородный динамометаморфизм на флангах Укучинского Центрального горста позволяет установить реликты исходного субстрата бластомилонитов и последовательность его преобразования. Неизмененные массивные порфиры акитканской серии подвергаются рассланцеванию и перекристаллизации, превращаясь в очковые бластомилониты. К ядру центрального блока нарастает процесс рекристаллизации. Породы приобретают вид полосчатых мигматитоподобных гнейсов и гранито-гнейсов. Бластодинамокластиты в геологическом разрезе стресс-метаморфической толщи представлены мелкозернистыми гнейсами и плагиогнейсами с реликтами структур вулканогенно-осадочных пород актиканской серии. В составе динамопакетов обнаружены кристаллосланцы с гиперстеном, свидетельствующие о гранулитовой фации стресс-метаморфизма. В пределах Даванской зоны смятия (по геологическому профилю Байкальского тоннеля) выделяются динамокластиты трех температурных ступеней (амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой). В своеобразный тип тектонитов зеленосланцевой фации выделяются какириты и бластокакириты, которые, наряду с брекчиями, сапролитами и другими породами тектонической дезинтеграции, представляют группу деструктивного метаморфизма. Складчатые деформации проявляются с формированием бластомилонитов и бластокатализитов Абчадской зоны глубинного разлома в системе сдвигово-надвигового типа. На юго-восточном

крыле Чуйского краевого поднятия бластическим деформациям подвергаются раннепротерозойские гранитоиды и значительная часть мамской толщи. Тектониты, особенно перекристаллизованные в очковые и очко-волосчатые гнейсоиды, рассматриваются как стратифицированные образования чуйской толщи, либо гнейсо-граниты ультратаморфогенного генезиса. Неравномерное рассланцевание и дробление, обусловленное надвиговой природой деформирующих разрывных структур, характерно для раннепротерозойских гранитоидов Тонодского поднятия. Интрузивные тела обладают пластовой, пластинообразной и линзообразной формами, либо образуют интрузивные залежи. Морфология тел массивов свидетельствует о тектонической расслоенности Чуйско-Тонодского батолита на отдельные аллохтонные пластины.

Западно-Байкальская ветвь продолжает краевой бластомилонитовый пояс в Прибайкалье, охватывая преимущественно раннепротерозойские гранитоиды приморского комплекса на границе с архейскими образованиями и вдоль Приморского глубинного разлома. В Приморском глубинном разломе бластотектониты располагаются кулисообразно. Приморские бластотектониты имеют полосовидное пространственное размещение, конформное Приморскому линеаменту. Ширина таких полос изменяется от первых сотен метров до 5–8 км (реки Анга, Сарма, Зама). Наиболее широкими и рельефно-выраженными являются две зоны: одна – от устья р. Бугульдейка до р. Зама (длина 150 км), вторая от пос. Онгурены до пос. Малые Кочерики (длина 50 км, ширина до 10 км.). Зоны характеризуются блоковым расположением бластотектонитов.

В Восточном Саяне, Присаянье бластодинамокластитовая ассоциация, динамометаморфиты диафторитовой и приразломной фации находятся в тесной взаимосвязи с геодинамической обстановкой шарьяжно-надвиговой тектоники – с поясной зональностью покровно-складчатых структур. Обширную группу динамокластитов, бластомилонитов и тектонометасоматитов составляют образования, которые ассоциируют с архейскими кристаллическими комплексами, слагающими краевые выступы (глыбы) протокоры (Шарыжалгайский, Бельско-Китайский, Бирюсинский, Канский и др.). Тип протокоры (континентальный, океанический или переходный) определяет сиалический или фемический профиль развивающихся на выступах бластических и метасоматических преобразований. Фемическая группа бластодинамокластитов накладывается на основные и ультраосновные породы, трассирующие вместе с вулканитами зеленокаменных поясов (Арбанский, Таргазайский, Малотагульский и др.), и гипербазитовые «альпийской линии» офиолито-меланжевых аллохтонных пластин (Слюдянско-Дабанской, Тойсукской, Центрально-Бирюсинской, Бельско-Китайской и др.). Значительная группа бластодинамокластитов и метасоматитов сиалического профиля формируется на краевых выступах иprotoавлакогенах (Урикско-Ийский, Туманшетский, Онотский и др.). Сиалическую группу бластомилонитов представляют биотитовые, обычноолосчатые, обогащенные

ные гранитным материалом средне- и мелкозернистые гнейсы, напоминающие гранитогнейсы с порфиробластической структурой. Встречаются динамопакеты биотитовых тектоносланцев и крупнокристаллических биотит-силлиманитовых бластических плагиогнейсов, в которых фибролит развивается по биотиту, иногда полностью замещая его. В Удинско-Ийском междуречье распространены бластмилониты, подвергшиеся порфиробластической микроклинизации.

Динамокластитовые ассоциации шарьяжно-надвиговых структур внешней части платформы. Динамокластитовые ассоциации подразделяются на две пространственно обособленные породные группы, сопряженные в одном случае с шовной зоной покровно-надвиговых структур, либо с подошвой тектонических пакетов; в другом – с наложенными линейными разрывными нарушениями преимущественно взбросовой, сбросовой и взбросо-надвиговой кинематики, сопровождаясь хрупкими деформациями [2].

Липарит-гранитоидные пояса (Прибайкальский и Саянский) заложены на архейско-раннепротерозойском гранулит-базитовом базисе протокоры и имеют многоярусное строение, отражающее магматическую и тектоническую аллохтонную расслоенность. На Присаянском, Приморском, Чуйско-Тонодском краевых выступах фундамента платформы породы гранит-граносиенитовой рапакивиобразной формации группируются в линейные купольные структуры. На фоне этих структур проявляется трещинно-гипабиссальный магматизм – формация лейкогранитов и реморфитов апогранитного типа. Эффузивные комагматы вулканоплутонических поясов калиевого ряда, ассоциирующие с гранитоидами во времени и пространстве, слагают вулканотектонические структуры, различные по морфологии и размерам. Для вулканической деятельности характерно: 1) центральный и ареальный тип вулканизма; кислый, умеренно щелочной и средний (андезитовый) состав вулканических продуктов; 2) высокий эксплозионный индекс; 3) наличие структур, прошедших кальдерную стадию развития и вулканотектонических депрессий и грабенов; 4) слабый региональный метаморфизм до биотитовой субфаации и отсутствие зонального метаморфизма вулканитов. С позиций шарьяжно-надвиговой тектоники структурное положение этих субвулканических пород, относящихся к группе калишпатофиров, альбитофиров, ортофиров, гранофировых гранитов, а также гиповулканогенный тип рудной минерализации нуждается в пересмотре. В настоящее время ведутся острые дискуссии по поводу расчленения Акитканской вулканоплутонической ассоциации по степени раскристаллизации вулканитов и способам заполнения ими пространства, в котором должны отражаться либо фациальные глубинные условия дифференциации магмы (интрузивно-эффузивные серии), либо мы имеем дело с региональным калишпатовым бластезом при формировании покровно-складчатых аллохтонных структур.

Низкотемпературные стресс-метаморфические ассоциации внутренней части платформы. Пояс принадвиговых чешуйчато-складча-

тых структур внутренней части платформы прослеживается узкой полосой в нижнепалеозойских, рифейско-вендинских отложениях предгорной части с востока на запад вдоль покровно-надвигового обрамления [3]. Вещественные комплексы стрессовых дислокаций связаны, с одной стороны, с серией сопряженных линейных асимметричных запрокинутых (вплоть до изоклинальных) складок, с другой – с сопряженными складчатыми относительно пологими чешуйчато-надвиговыми нарушениями и осложняющими их крутыми разрывами. В общих чертах реализация шарьяжно-надвиговых стрессовых напряжений диссипируется на структурирование и наложенное низкотемпературное (эпигенетическое) преобразование алло- и параавтохтонных комплексов. Это, прежде всего, трещинное и межпластиловое плойчатое складкообразование, усложняющее прежние структурные постройки. Прогрессирует нарастание хаотичности деформационных элементов, а также сопряженное с деформациями проявление гидротермально-метасоматических процессов с эпiterмальной минерализацией.

В связи с нефтепоисковыми работами на платформе, создается возможность по-новому пересмотреть генетическую сущность пород байкальского орогенного комплекса – продукта ушаковского времени седиментации. До сих пор неясны объем, фациальные особенности, генетическая принадлежность полимиктовой груботерригенной, в большинстве своем граувакковой ушаковской свиты. Некоторые литологические особенности свиты – преобладающая роль в составе обломков терригенных отложений (особенно в конгломератах) магматических и метаморфических комплексов несомненно определяет ее базальный характер и аллохтонность. Диастрема на приподнятом цоколе во внутренних частях платформы знаменуется периодом интенсивной тектонической дезинтеграции. Продукты тектонической дезинтеграции и последующего их химического разложения синхронизируются с байкальским (ушаковским) орогенезом в нижних горизонтах подсолевого чехла. В собственно тектонически расслоенном кристаллическом фундаменте образуются нестратифицированные массивы («горизонты»), представленные так называемыми эндогенными псамmitо-алевролитовыми и гидрослюдисто-глинистыми кластитами. В большинстве случаев эти породы, обладающие свойствами деструктивных коллекторов и флюидоупоров, образуют нетрадиционные структуры-ловушки, так называемые тектонометасоматические резервуары воды и углеводородов. Ушаковская диастема представляет собой паузу в накоплении осадков и характеризуется проявлением кинематических процессов в верхней части геологического разреза фундамента. Видимо этим во многом объясняется отсутствие четких несогласий и следов размыва в дезинтегрированных породах, хотя они не лишены конвергентных признаков кор выветривания. Существование диастрем с доминирующей ролью тектогенеза без существенного режима сноса и осадконакопления в регионах с проявлением шарьяжно-надвиговой тектоники вполне приемлемо для активизированных окраин древних платформ.

Литература

1. Сизых А.И. Петрология и геодинамика метаморфических поясов докембрия Восточного Саяна. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2000. 256 с.
2. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2001. 154 с.
3. Сизых В.И., Сизых А.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2005. 196с.

Л.А. Сим¹, В.А. Корчемагин², А.В. Маринин³

Возможности тектонофизических исследований в решении теоретических задач геотектоники

К числу значительных результатов в решении фундаментальных проблем геотектоники в последние десятилетия можно отнести прорыв в изучении тектонических напряжений в реальной геологической среде. Составлены карты тектонических напряжений отдельных регионов, установлены особенности напряженного состояния в зонах разломов, активно исследуется напряженно-деформированное состояние среды в разных геодинамических обстановках и т.д. Информации об особенностях тектонических напряжений в геологической среде способствуют полевые тектонофизические исследования, использующие широкий спектр методов.

Детальное изучение тектонических напряжений, проводившееся сотрудниками ИФЗ на СЗ Кавказе, потребовало переосмыслиения результатов реконструкции палеотектонических напряжений. В этом районе практически одновременно проведены тектонофизические исследования российскими (Л.М. Расцветаев и др., 1998, 1999 гг.) и французскими (A. Saintot, J. Angelier, 2002 г.) учеными. На первом этапе исследований обе группы получили данные о тектонических напряжениях в каждой точке наблюдений. Они свидетельствуют о весьма изменчивом по всем параметрам локальном уровне напряженно-деформированного состояния. При дальнейшей их интерпретации возникли серьезные расхождения. Французские исследователи путем объединения сходных локальных стресс-состояний в единое квазиоднородное поле напряжений по всему региону, выделили здесь десять разновозрастных полей палеонапряжений, связанных с семью тектоническими событиями, начиная с позднего мела. Так как значительная нестабильность локальных полей напряжений, наряду с единичными достоверными признаками относительного возраста трещин и векторов перемещения по ним, дают широкую возможность подбора вариантов ориентировки локальных напряжений и отдельных мелких структур для удовлетворительного соответствия друг

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

² Донецкий национальный технический университет, Украина

³ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

другу (Сим и др., 2005 г.), то на основании результатов исследования европейских ученых можно лишь утверждать, что в реальной геологической среде есть локальные тектонические напряжения, не противоречащие семи тектоническим событиям. Если точки с якобы одновозрастными полями напряжений разбросаны в пространстве, совершенно необходимо обсуждение структурных и геологических условий, в которых сохранились следы древних полей напряжений, особенно мелового возраста при позднеэоценовой основной фазе складчатости. Практика исследований на Приполярном Урале показала, что единичные следы древних полей напряжений сохраняются в складках внутри неотектонических блоков, разделенных активизированными разломами. Сходными результатами исследований обеих групп на СЗ Кавказе является СВ (до ССВ) направление максимального сжимающего напряжения, с действием которого связано формирование крупнейших позднеальпийских структур района, а также поле напряжений, связанное с ССЗ сжатием, проявленном на позднейшем этапе геологического развития региона [3].

Для увеличения достоверности выводов и перехода на поля напряжений, характерные для более крупных структур, необходимо учитывать, что локальные тектонические напряжения резко меняются в разных крыльях разрывов всех рангов вплоть до переиндексации осей и смены режимов деформирования от одноосного растяжения до одноосного сжатия, а разные блоки, разделенные разломами примерно одного ранга, могут характеризоваться существенно различающимися полями напряжений одного возраста. Перечисленные факты требуют при обобщении материалов по локальным напряжениям придерживаться определенных критериев выделения рангов разломов, базирующихся на достаточно изученных особенностях делимости верхних частей литосферы (М.А. Садовский, 1979 г.; С.И. Шерман, 1991 г. и др.).

В последнее десятилетие активно развивается направление, использующее одновременный анализ многотысячных замеров борозд скольжения для установления фаз в едином этапе деформирования отдельных регионов [1, 2]. Фазы деформирования выделяются по закономерной переиндексации осей главных нормальных напряжений в процессе деформирования и могут значительно отличаться друг от друга различными параметрами полей напряжений.

Опыт изучения тектонических напряжений разными методами в различных регионах Евразии с учетом выше сформулированных требований к интерпретации данных о локальных полях, позволил решить следующие теоретические задачи.

1. Откартированы и подтверждены изменения ориентации осей главных нормальных напряжений в разных крыльях разноранговых разломов (Л.А. Сим, 1979, 1980 гг.; О.И. Гущенко, 1982 г. и др.), в значительной мере соответствующие данным физического и математического моделирования, проведенным Д.Н. Осокиной (1979, 1989 гг.) и др. Детальные исследования Воронцовского покрова (СЗ Кавказ) показали сле-

дующее. В отложениях мамайской свиты (эоцен), слагающих аллохтон, оси локальных тектонических напряжений, восстановленных по измерениям ориентировок борозд скольжения в породах как на дневной поверхности, так и на глубине около 200 м в подземных выработках, позволили определить единое общее взбросовое поле с СВ ориентацией оси сжатия по методике, обоснованной Л.А. Сим (1982 г.). При этом в разных крыльях разрывов, осложняющих аллохтон, фиксируется резкое изменение осей локальных напряжений, что не противоречит общему для исследованного района СВ сжатию и не дает основания для выделения полей напряжений разного возраста.

2. Установлен особый вид напряженного состояния на местах пересечения разломов, названный вариацией вида напряженного состояния [5]. Он связан с интенсивностью касательных напряжений, повышающейся в местах блокировки разломов и обуславливающей изменение параметров полей напряжений (Ребецкий, 2003 г.). Более поздние детальные тектонофизические исследования рудных структур в разных районах подтвердили эту особенность полей напряжений вблизи разломов и позволили численно охарактеризовать ее [1, 4].

3. Исследованы закономерности развития циклов деформаций в процессах тектогенеза, в которых каждый цикл контролируется длиннопериодной устойчивостью главных осей тензора напряжений регионального ранга, внутри которого выделяются фазы деформаций с короткопериодной устойчивостью осей главных нормальных напряжений во времени и в пространстве [1, 2]. Отличительной чертой фаз в едином этапе деформирования от разновозрастных полей напряжений, предлагаемых в интерпретации французских исследователей, является устойчивый каркас в ориентировке осей главных нормальных напряжений в течение всего этапа с закономерной переиндексацией этих осей. При этом недопустимым является смена оси σ_1 и σ_3 , минуя переиндексацию с промежуточной осью σ_2 . Такие фазы в едином этапе деформирования были выделены для всего Причерноморского региона (Гущенко и др., 2001 г.), для ультрабазитов Гальмаэнанского массива в Корякии (Васильев, Мострюков, 2001 г.) и т.д. Выделение фаз деформирования, проведенное в северных частях Урала (Сим и др., 2005 г.) показало, что в едином новейшем этапе деформирования уверенно выделяются закономерные фазы, а поле напряжений самой молодой фазы является взбросовым с крутой осью растяжения и субгоризонтальной осью сжатия СЗ простирания. С этой фазой согласуются данные Н.Н. Говоровой и Д.Г. Загубного (2001 г.) о постследниковых взбросовых перемещениях по субмеридиональному разлому на Северном Урале. В целом каркас всего этапа деформирования имеет диагональную ориентацию, хотя обобщения локальных полей напряжений по блокам свидетельствуют о разных ориентировках осей напряжений в отдельных блоках.

4. Выделены области влияния спрединга в Атлантике и Арктике на платформы Восточной Европы и выявлена связь границ распростране-

ния этого влияния с глубинным строением и тепловым потоком, а также определено относительно небольшое распространение влияния новейшего орогенеза Урала на формирование структур восточного обрамления Восточно-Европейской платформы [6]. Установленные полевыми методами особенности полей напряжений в зонах разломов широко используются в качестве тектонофизических критериев прогноза месторождений горного хрустала [5], благородного металла в Ватыново-Вывенской сутурной зоне (Корякия) [1] и Инаглинском массиве (р. Алдан), золоторудной и ртутной минерализации Донбасса [4] и др. К локальным секторам растяжения на местах пересечения разноравненных сдвигов приурочены аномальные дебиты нефтяных скважин на Большесалымском месторождении нефти в Западной Сибири (Сим и др., 2002 г.). В аналогичной структурной ситуации на Русской плите отмечается повышенная аварийность железнодорожных путей и газопроводов (Сим, 2000, 2002 гг.) и т.д.

Таким образом, информация о тектонических напряжениях обеспечивает установление механизма развития тектонической деформации, прогнозирование тектонической обстановки, способствующей локализации полезных ископаемых, повышает достоверность результатов геотектонических исследований.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке по программе №6 фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

Литература

1. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза // Тектоника неогея: Общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. С. 90–93 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. Гущенко О.И. Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 108–125 (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
3. Маринин А.В. К проблеме сравнения результатов исследований тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 10–12 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 2).
4. Корчемагин В.А.и др. О связи полей тектонических деформаций и напряжений с рудоносностью в Донбассе // Геофиз. журн. 2005. Т. 27, № 1. С. 97–109.
5. Сим Л.А. Изменение вида напряженного состояния как признак хрусталеносности (на примере Приполярного Урала) // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. 1-го Всесоюз. симпозиума. Новосибирск, 1982. С. 120–121.
6. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Восточной Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–348.

Неотектоника активных сегментов окраинно-оceanических областей атлантического типа (восточный фланг Центральной Атлантики)

Предшествующими исследованиями выяснено, что некоторые сегменты окраин Атлантического океана характеризуются интенсивной тектономагматической активностью. Это явление представляет существенный научный интерес, поскольку эти сегменты сопряжены с пассивными континентальными окраинами. Наиболее ярко это

проявляется в районах развития тектономагматических поднятий. Одним из таких регионов является восточный фланг Центральной Атлантики, где такие поднятия широко распространены: Канарские острова, острова Зеленого Мыса, подводное поднятие Сьерра-Леоне. В соответствии с геологическими данными эти поднятия начали формироваться на океанической окраине в эоценовое время [1, 2], что в соответствии с работой [3] в общем совпадает с началом неотектонической эпохи в Центральной Атлантике. В их пределах и вулканические извержения, и тектонические движения происходят и в настоящее время.

Изучение рельефа и строения верхней осадочной толщи, перекрывающей океанское дно, на одном из участков этого активного сегмента атлантической окраины в районе сочленения южного окончания Зеленомысского поднятия, котловины Зеленого Мыса и гор Батиметристов показало широкое проявление неотектонических движений на всей изученной площади. В ходе неотектонических движений произошли образование новых морфоструктур и деформации осадочных отложений, перекрывающих дно. По наличию углового несогласия между самыми верхними отложениями мощностью первые метры и нижележащими слоями время этих тектонических движений устанавливается как предпозднеплейстоценовое. Таким образом, в соответствии с работой [3] они относятся к последнему этапу (2,5–1 млн лет назад) неотектонической эпохи в Центральной Атлантике.

В пределах изученной площади морфоструктуры, образовавшиеся в результате неотектонических движений, распространены неравномерно. Максимально они развиты в пределах хребта Кабо Верде и поднятия горы Картер, которая принадлежит цепи подводных гор Батиметристов. Эти две структуры разделяют Зеленомысское поднятие и котловину Зеленого Мыса. Хребет Кабо Верде шириной около 50 км протягивается в юго-восточном направлении, его относительная высота около 800 м с севера и 300–400 м с юга. На хребте развит осадочный чехол видимой мощностью 450–500 м, близкий по строению к таковому на южном

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия

окончании Зеленомысского поднятия. Под хребтом находится выступ акустического фундамента. Таким образом, хребет Кабо Верде образовался при подъеме окраинной части Зеленомысского поднятия и как тектоническая структура представляет собой горст. В работе [4] делается вывод, что западнее он как горный хребет уже существовал в олигоцене–раннем миоцене. На вершине хребта верхняя горизонтально слоистая толща мощностью 50–80 м четвертичного возраста (по сопоставлению с разрезом скважины 367 DSDP [5]) залегает с угловым несогласием на более низких деформированных отложениях.

Следовательно, на этом участке дна воздымание хребта происходило в предчетвертичное время. Вероятно, это происходило в раннем плиоцене, судя по широкому распространению брекчий такого возраста на склонах горы Картер, которые могут служить индикаторами интенсивных тектонических движений.

Это время также совпадает с одним из этапов неотектонической эпохи [3]. На склонах хребта чередуются ступени и уступы, лишенные осадков и образованные крутыми амплитудными сбросами. Склоны местами осложнены поднятиями, представляющими собой асимметричные антиклинали, образованные верхними осадочными слоями. Крутые крылья этих антиклиналей на противоположных склонах хребта направлены навстречу друг другу. Вершинная часть хребта разбита мелкими горстами и диапироподобными структурами, с которыми сопряжены сбросы, деформирующие верхнюю часть осадков. Поднятие горы Картер состоит из цоколя, который структурно един с хребтом Кабо Верде и венчающей его горы Картер, которая является потухшим вулканом, сформировавшимся, судя по возрасту перекрывающих его известняков, в среднем эоцене. Склоны горы Картер имеют тектоногенный характер и состоят из многочисленных уступов, образованных крутыми крупноамплитудными сбросами. В основании горы развиты оползневые образования.

В пределах южного окончания Зеленомысского поднятия дно полого поднимается к север–северо-востоку. Неотектонические деформации здесь проявлены главным образом в пределах поднятий и гряд, образующих прерывистые цепочки субпараллельные хребту Кабо Верде. Эти поднятия разделены широкими областями, где деформации наблюдаются только вблизи поднятий, представляющих собой асимметричные и гребневидные антиклинали, горсты и диапироподобные структуры шириной 1–15 км и высотой 25–300 м. Склоны этих морфоструктур разбиты сбросами и взбросами. Под одной из асимметричных антиклиналей дешифрируется надвиг. В антиклиналях дислоцированы осадки самой верхней пачки, они осложнены складками более высокого порядка. Диапироподобные структуры сложены более глубинными осадками или даже породами акустического фундамента. У границы с поднятиями осадки смяты в мелкие пологие изоклинальные складки или флексурно изгибаются. Поднятия приурочены к выступам акустического фундамента [4]. Асимметричные антиклинали приурочены к уступам дна и имеют крутое южное крыло.

В пределах абиссальной котловины Зеленого Мыса деформации осадков аналогичны таковым в Зеленомысском поднятии, однако здесь асимметричные антиклинали имеют более крутое северное крыло. К югу от хребта Кабо Верде дно поднимается к югу в сторону поднятия Сьерра-Леоне. К югу от поднятия горы Картер дно, напротив, поднимается к северу в сторону этого поднятия, при этом также наблюдается несколько уступов. Последние представлены каскадными сбросами, деформирующими бронирующие осадки. Деформации также развиты на участке инверсии уклона дна с южного на северный. На этом участке развиты мелкие грабены, горсты и диапироподобные структуры.

Таким образом, в изученном районе неотектонические движения происходили в четыре этапа. Масштаб этих движений уменьшался со временем. На первом этапе в эоцене сформировались поднятия: Зелено-мысское, Сьерра-Леоне, гор Батиметристов. Это привело к воздыманию прилегающих участков океанского дна в сторону этих поднятий. На втором этапе – в олигоцене – раннем миоцене и третьем этапе – в раннем плиоцене (?) возникли соответственно западная и восточная части хребта Кабо Верде на месте выступа акустического фундамента в результате его высокоамплитудного подъема. Вероятно, в это время активизировались и другие выступы акустического фундамента. На четвертом этапе в предплиоценовое время в четвертичном периоде сформировались сравнительно мелкие структуры штамповой природы, имеющие прямое геоморфологическое выражение. Они образовались главным образом, в результате давления снизу поднимающихся выступов акустического фундамента. Диапироподобные структуры это, по-видимому, либо непосредственно выступы акустического фундамента, либо более глубинные осадки, тектонически выжатые в связи с процессами вязкостной инверсии в верхние структурные уровни.

Таким образом, образование новых структур и деформации осадочного чехла в неотектоническую эпоху в рассматриваемом регионе происходили в результате вертикальных движений вначале больших объемов вещества, а затем отдельных его фрагментов, локализованных на месте реактивизированных трансверсивных и медианных хребтов бывших трансформных разломов. На более поздних этапах наряду с подъемом происходило и опускание отдельных блоков коры. В то же время наличие асимметричных структур свидетельствует о том, что у тектонических движений была и горизонтальная составляющая, реализовавшаяся в условиях субмеридионального сжатия. К северу от хребта Кабо Верде горизонтальная компонента движений была направлена к югу, а южнее хребта – в обратную сторону.

Совокупность данных по неотектоническим движениям в рассматриваемом районе позволяет предположить, что вертикальные движения вызваны зарождением в эоцене в окраинной области океана на уровне верхней мантии нескольких зон более горячей разуплотненной мантии. Эти зоны, с одной стороны, обусловили магматические явления, а с дру-

гой – привели к подъему литосферных масс. Горизонтальная составляющая движений вызвана латеральным растеканием горячего мантийного вещества от этих зон в стороны. Вероятно, хребет Кабо Верде есть результат того, что он находится в зоне встречи двух противоположно направленных потоков вещества. Остывающие потоки явились причиной и последующих тектонических движений в этом регионе. Эти движения происходили импульсивно в моменты, когда останавливающий поток реагировал на глобальные перестройки, происходящие в литосфере.

Работы проводились при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 17 грантов РФФИ № 03-05-64152а, ФЦП «Мировой океан» (подпрограмма «Природа Мирового океана») и ведущих научных школ № НШ-9664.2006.5.

Литература

1. *Мазарович А.О.* Тектоническое положение островов Зеленого Мыса // Тектоника имагматизм островов Зеленого Мыса. М: Наука, 1990. С. 8–14.
2. *Мазарович А.О.* Структуры и этапы эволюции вулканических островов и подводных гор тропической Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 53–65.
3. *Пущаровский Ю.М., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г.* Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 2005. № 2. С. 3–16.
4. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н. и др.* Новые данные о геологическом строении района соединения Зеленомысского поднятия и котловины Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 2. С. 224–229.
5. *Lancelot Y., Seibold E., Ceppek P. et al.* SITE 367: Cape Verde Basin // Init. Rep. DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Off., 1978. V. 41. P. 163–233.

Л.И. Скриппник¹

Эволюция тектонических процессов и обстановок в среднепалеозойской истории Казахстана как отражение планетарной геодинамики

В среднем палеозое главными тектоническими структурами на территории Казахстана были Прикаспийский эпиплатформенный прогиб, Уральский и Обь-Зайсанский квазиокеанические бассейны, Кокшетау-Северо-Тяньшанский и Алтайский микроконтиненты, Джунгаро-Балхашский окраинный бассейн, Чингиз-Тарбагатайская островодужная система. Уральский и Обь-Зайсанский бассейны имели сложное строение и включали океанические рифты, сиалические блоки, островные дуги, окраинные и междугловые моря [1].

Кокшетау-Северо-Тяньшанский композитный микроконтинент также сформировался из мелких докембрийских блоков, островодужных и краевоморских структур. В раннем силуре с запада и востока к нему

¹ Институт геологических наук (ИГН) МО и Н РК, Алматы, Казахстан

примыкали морские бассейны с флишево-молассовыми комплексами, сменяющимися оphiолитовым магматизмом в наиболее глубоководных зонах. Уральский бассейн в осевой зоне разделялся двойной островной дугой и внутридуговым бассейном с кремнисто-глинистым и туффито-кремнистым накоплением. Восточнее Кокшетау-Северо-Тяньшанского микроконтинента также размещалась сложная островодужная система с внутридуговым Джунгаро-Балхашским проливом, отделенным Чингиз-Тарбагатайской островной вулканической дугой от Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна. Восточным краем этого бассейна в раннем силуре был склон Алтайского микроконтинента (флишевая зона).

В течение силурийской эпохи в Западном Казахстане преобладали волнообразные растягивающие усилия. Испытывали нисходящие движения восточный край Прикаспия и западная часть Мугоджар. Погрузилась Сакмарская островная дуга, и на ее месте сформировался кремнисто-базальтовый комплекс. Восточно-Мугоджарский блок испытал воздымание и превратился в зону мелководной седиментации, пришедшей на смену углеродисто-кремнисто-терригенной. Расширился, испытывая растяжение и океанизацию, задуговый трог, прилегающий к ней с востока. В отличие от уральских структур, расположенный восточнее Кокшетау-Северо-Тяньшанский микроконтинент в течение силура испытал значительное поднятие. Его наземная часть расширилась вдвое за счет обмеления прилегающих шельфовых пространств.

Чингиз-Тарбагатайская и Западно-Прибалхашская островные вулканические дуги, заложившиеся в начале силурийского периода, также испытали воздымание, вулканализм в них постепенно ослабел, а к концу эпохи они превратились в орогенные поднятия и плутонические пояса. Уменьшилась абиссальная зона в Обь-Зайсанском бассейне, а на Рудном Алтае начала формироваться островная вулканическая дуга. Обмелел по сравнению с ранним силуром и Джунгаро-Балхашский бассейн, кремнисто-базальтовая седиментация в его осевой части сменилась флишем и молассой.

Таким образом, в течение силурийской эпохи растяжение и погружение преобладали только в западных районах Казахстана, в то время как территория от р.Ишим и до границы с Горным Алтаем испытывала восходящие движения, обмеление и к концу произошло затухание магматизма. Наиболее интенсивное воздымание охватило эту территорию в самом конце силура, когда произошли столкновение Чингиз-Тарбагатайской островной дуги с Кокшетау-Северо-Тяньшанским массивом и формирование Казахского континента.

В раннем девоне дальнейшее растяжение и дополнительное раскрытие рифтов с оphiолитовым магматизмом имело место в Уральском и Обь-Зайсанском палеоокеанических бассейнах. Сформировались Шулданский и Чарско-Горностаевский рифты с оphiолитовым магматизмом. Расширились зоны глубоководной углеродисто-глинисто-кремнистой седиментации. Углубление впадин имело место и в Джунгаро-Балхашском бассейне.

В противовес этим движениям в пределах морских бассейнов, территория Казахского континента в раннем девоне испытала прогрессирующее поднятие, сопровождавшее окраинно-континентальный вулканализм по его западному и восточному обрамлению. Сформировались два краевых вулканических пояса: Тургайский и Центрально-Казахстанский (Казахстанско-Джунгарский), направленные навстречу тыловыми зонами. Синхронное существование их не объяснить субдукцией океанической коры соответственно со стороны Восточно-Мугоджарского (или даже Шулданского) и Чарско-Горностаевского рифтов, разделенных сиалическим массивом. Направлением субдукции трудно объяснить и нынешнюю, явно вторичную конфигурацию Центрально-Казахстанского (Казахстанско-Джунгарского) девонского вулканического пояса.

Для живетского века характерны воздымание в Мугоджахах, расширение наземной зоны Восточно-Мугоджарского поднятия, смена в прилегающих прогибах глубоководных фаций мелководными, вероятно сопровождающие коллизию этих структур с Казахским континентом. Расположенная восточнее территории от Тургая до Жарминского района представляла собой сушу, обрамленную шлейфом красноцветных моласс. Значительные деструктивные процессы проявились в восточной части континента, где сформировалась цепочка грабенов с базальтовым вулканализмом (Спасский, Кургакшолакский, Сугандинский и другие грабены). Краевой вулканический пояс переместился в сторону Джунгаро-Балхашского бассейна, по сравнению с эйфельским, более чем на 300 км.

Франские геодинамические комплексы характеризуют преобладание обстановки нарастающего сжатия. В конце франского века коллизионные процессы привели к закрытию Зауральского задувового бассейна, а также воздыманию, складчатости и внедрению гранитных plutонов по всей территории Казахского континента. Восточнее, в пределах Обь-Зайсанского палеоокеана, в это время имели место растяжение и погружение, смена кластического материала тонким кремнистым и глинистым. Западная окраина Алтайского микроконтинента была активной, с чередованием островных дуг, междуовых и тыловых бассейнов.

Фаменский век в пределах Казахского континента был этапом тангенциального растяжения, пришедшего на смену восходящим движениям конца франского века. После живетско-франской коллизии структуры Казахстана и Тургая реагировали на горизонтальные напряжения как единое целое. Испытала погружение и трангрессию эпиконтинентального морского бассейна большая часть территории Казахского континента. Участки суши остались только в Кокшетауском, Джезказганском районах и на Тянь-Шане. В фамене имел место очередной этап рифтообразования. Сформировались Денисовский и Успенский рифты, углубился Жайльминский. В Обь-Зайсанском палеобассейне (Калбинский район) наблюдалось формирование замкнутых впадин с углеродисто-глинистой седиментацией, сформировавшей такырскую свиту. На Рудном Алтае в фамене продолжался окраинно-континентальный магматизм.

Аналогичные сопряженные сжатия и растяжения наблюдаются и на карбоновых картах-срезах.

В турнейском веке в Уральском бассейне имели место положительные движения: сокращение глубоководной седиментации, ослабление вулканизма и расширение подводных и наземных поднятий. В Центральном и Южном Казахстане, занятых эпиконтинентальным бассейном продолжалось погружение. В то же время начались постепенное обмеление сопредельного с востока Обь-Зайсанского палеобассейна и расширение междугорового прогиба на Алтае.

В середине визейского века в Тургае (Валерьевская зона) произошли растяжение, активный рифтогенез и толеитовый магматизм. В Центральном и Южном Казахстане в это время шло воздымание и расширение вулканизма Балхаш-Илийского краевого пояса и Жарма-Саурской островной дуги. Началось сужение Обь-Зайсанского бассейна, возобновились воздымание и вулканизм на Рудном Алтае. Эти процессы продолжались в течение всей второй половины визейского и серпуховского веков.

Во второй половине карбона вся территория Казахстана испытала сжатие. Произошли общее воздымание, смена карбонатных фаций молассами, обмеление морских бассейнов и расширение суши, выполнение сероцветной молассой Обь-Зайсанского бассейна и превращение его в передовой коллизионный прогиб сближающихся Казахского и Алтайского континентов.

В целом в среднепалеозойской геодинамической эволюции Казахстана отчетливы следующие тенденции. Растяжение и погружение в Уральском и Обь-Зайсанском палеобассейнах шло синхронно сжатию и воздыманию в земной коре Казахского континента. Пришедшие затем на смену сжатие и воздымание в Уральском поясе были синхронны деструкции и рифтогенезу в пределах Казахского континента. После франской коллизии Мугоджары и Центральный Казахстан реагировали на тангенциальные напряжения односторонне. Алтайский микроконтинент, отделенный Обь-Зайсанским бассейном, до середины карбона развивался автономно. В целом же отмеченное чередование синхронных разнонаправленных напряжений является отражением волнообразной деформации земной коры Казахстана и, вероятно, планеты в целом [2]. Перемещение упругих волн совпадает с направлением вращения планеты, а первичная субмеридиональная ориентировка структур соответствует удлинению геодинамических волн.

Перманентная миграция островодужного и рифтового вулканизма в восточном направлении (в современных координатах), видимо, также обусловлена общепланетарными причинами.

Литература

1. Геологическое строение Казахстана. Алматы: Гылым, 2000. 394 с.
2. Подурушин В.Ф. Упругие геодинамические волны// Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 94–97 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).

Мощности литосферы и глубины извержений внутриплитных магм

Основание термической литосферы определяется максимальной глубиной, до которой ее тепловой режим описывается кондуктивными геотермами. По данным термобарометрии ксенолитов мантийных пород, геотермы литосферной мантии Тихоокеанской плиты в интервале возрастов океанической коры 70–110 млн лет представляются уравнением

$$T = 1185 - 60,7 t^{1/2} + 1255 t^{-1/2} P, \quad (1)$$

где T – температура, °С; P – давление, ГПа; t – возраст коры, млн лет.

За счет циркуляции морской воды в коре всех возрастов [1, 2] и кондукции непрерывно охлаждаются как океаническая литосфера, так и нижележащая астеносфера, поскольку с возрастом коры t увеличиваются скорости поверхностных волн Рэлея и Лява в астеносфере [3] и уменьшается астеносферный тепловой поток q_A : 453,3 (экстраполяция); 17,1; 16,0; 13,7 и 10,7 (экстраполяция) мВт/м² при $t = 0,1; 70; 80; 110$ и 180 млн лет соответственно по уравнению (1) с коэффициентом теплопроводности 3,5 Вт/(м·К). Древнее дно океана, несмотря на низкие астеносферный тепловой поток и коровую теплогенерацию, отличается высоким поверхностным тепловым потоком (45–50 мВт/м²) из-за довольно горячей коры: температура основания древнейшей ($t = 180$ млн лет) коры ~400°C.

После образования на срединно-океаническом хребте литосфера растет только за счет охлаждения, поэтому можно считать, что глубина ее основания H_L линейно зависит от q_A^{-1} . Если принять $H_L = 15$ км при $t = 0,1$ млн лет и $H_L = 90$ км при $t = 80$ млн лет (как на о-ве Оаху, Гавайские острова [4]), то для литосферы Тихоокеанской плиты независимо от значения коэффициента теплопроводности

$$H_L = 12 + 8,7 t^{1/2}. \quad (2)$$

Согласно уравнению (2), литосфера современной Тихоокеанской плиты не толще 129 км. По скоростям поверхностных волн в Тихом океане рассчитаны [3] методом наименьших квадратов три зависимости вида $H_L = A + B t^{1/2}$ при возрастах коры < 40 , < 110 и < 150 млн. лет с такими же средними значениями коэффициентов $A = 12 \pm 6$ км и $B = 8,7 \pm 2,2$ км/(млн лет)^{1/2}, как в уравнении (2).

При обратно пропорциональной зависимости H_L от q_A , использованной для расчета охлаждения континентальной литосферы [5], и $H_L = 90$ км ($t = 80$ млн. лет)

$$H_L = 10 t^{1/2}. \quad (3)$$

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Уравнение (3) вычисляется при допущении только кондуктивного охлаждения океанической литосферы [6]. Нужно, однако, заметить, что расчеты такого рода опираются на предположение постоянства отношения температуры основания литосферы (T_L) к температуре астеносферы (T_A), например, $T_L / T_A = 0,9$, в то время как по уравнениям (1) и (2) перепад температуры в тонком термическом пограничном слое между подошвой литосферы и кровлей астеносферы сильно увеличивается с возрастом коры. При этом литосфера и пограничный слой становятся толще, а астеносфера тоньше. Действительно, в ~600 км на ЮВВ от северной части Японского желоба океаническая литосфера с корой возраста ~135 млн лет холодная ($T_L \approx 880^\circ\text{C}$), а астеносфера достаточно горячая для образования очень мелких и молодых (<1 млн лет) внутриплитных щелочно-базальтовых вулканов в результате декомпрессионного плавления ее вещества благодаря связанному с желобом расколу Тихоокеанской плиты [7]. По той же причине рифтогенез пассивных окраин континентов в отсутствие плюмов сопровождается излиянием малообъёмных базальтов [8].

Термобарометрия пород океанической и континентальной литосферной мантии показывает, что ксенолиты содержащие плюмовые внутриплитные магмы сравнительно медленно поднимаются от основания литосферы до глубины H_F , с которой начинается их извержение – быстрое движение к поверхности за счет интенсивной дегазации. Глубина фронта магм к началу извержения H_F определяется минимальной глубиной нагретых и метасоматизированных магмами так называемых, «высокотемпературных» ксенолитов.

Зависимость H_L от H_F положена в основу оценки мощности литосферы. Для кимберлитовых и щелочно-базальтовых магм она рассчитана по значениям H_L и H_F в трех районах.

Первый из них – район Кимберли, занимающий центральную часть одноимённого блока южноафриканского архейского Каапваальского кратона. Он удален от зон субдукции океанической литосферы под литосферу блока Кимберли в позднем архее (~2,9 млрд лет назад) с востока, в раннем протерозое, в орогению Хейс (1,8–2,0 млрд лет назад), с запада и юга, а также в позднем протерозое, в орогению Кибаран (1,0–1,2 млрд лет назад), с юга. Благодаря такому расположению района Кимберли его литосфера утонена меньше другой литосферы блока, и в алмазах из кимберлитовых трубок группы Кимберли перидотитовые включения доминируют над эклогитовыми. Литосфера района Кимберли отличается максимальным значением $H_F = 175$ км и предельной глубиной H_L , по-видимому, равной 270 км [9], так как на больших глубинах, вплоть до переходной зоны мантии, скорости P -волн описываются глобальной сейсмической моделью IASP91.

Второй район находится на северной окраине североамериканского архейского кратона Вайоминг, в тектонической зоне Грейт-Фолс (1,8–1,9 млрд лет), где кимберлитами Уильямс с глубины 175 км ($H_F = 130$ км) вы-

несен «низкотемпературный» ксенолит гранатового гарцбургита GH4 [10]. Его температура и давление соответствуют стационарной кондуктивной геотерме трубок Уильямс, проведенной по данным термобарометрии менее глубинных «низкотемпературны» ксенолитов. Поэтому для района трубок Уильямс принята минимальная оценка $H_L = 175$ км.

Третий район расположен на юго-востоке Австралии, в палеозойском Лакланском складчатом поясе. Там, в области четвертичного базальтового вулканизма, литосфера сильно утонена ($H_L = 80$ км по сейсмическим данным [11], $H_F = 65$ км) в результате длительной субдукции литосферы Тихоокеанской плиты, которая началась в раннем кембрии и продолжалась в девоне.

По трем парам указанных значений H_L и H_F методом наименьших квадратов рассчитана зависимость

$$H_F/(H_L - H_F) (\pm 0,02) = 5,811 - 0,0226 H_F, \quad (4)$$

позволяющая по глубинам извержений H_F кимберлитовых и базальтовых магм определить мощности континентальной и океанической литосферы.

Плюмовые магмы поднимаются от основания литосферы до глубины H_F по трещинам–каналам, существовавшим задолго до магматизма. Протяженность этих каналов пропорциональна разности $H_L - H_F$. При этом магмы взаимодействуют с минералами перidotитов и пироксенитов стенок каналов, которые были метасоматизированы или кристаллизованы опередившими их водно-углекислыми флюидами из тех же плюмов и субдуцированных океанических плит, а также, возможно, флюидами из более древних плюмов.

Исходно базальтовые плюмовые магмы, реагируя в литосферной мантии с продуктами флюидных метасоматизма и кристаллизации и частично расплавляя их, сильно преобразуются и становятся, например, лампроитовыми, кимберлитовыми II группы, кимберлитовыми I группы и карбонатитовыми по мере накопления в них CO_2 и изменения катионного состава, способствующего увеличению растворимости CO_2 , – роста Ca и снижения Si и Al . В результате отношение H_F/H_L уменьшается в ряду оливиновый лампроит – кимберлит II группы – кимберлит I группы – карбонатит, поэтому оливиновые лампроиты алмазоносны в протерозойских подвижных поясах, где глубина H_L недостаточна для алмазоносности кимберлитов (так как на соответствующей ей глубине H_F устойчив графит), а карбонатиты неалмазоносны даже при самых больших значениях H_L центральных частей архейских кратонов. Если концентрации летучих компонентов в магмах пропорциональны длине литосферных магмопроводящих каналов, т.е. разности $H_L - H_F$, то, согласно уравнению (4), растворимость $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ в высокощелочных силикатных расплавах быстро возрастает с давлением. С увеличением H_L растет длина пути, проходимого плюмовой

магмой до глубины H_F , с которой начинается её извержение. Мagma может израсходоваться до достижения этой глубины, поэтому мощная литосфера плохо проницаема для вулканизма.

Литература

1. Jarrard R.D., Abrams L.J., Pockalny R., Larson R.L., Hirono T. Physical properties of upper oceanic crust: Ocean Drilling Program Hole 801C and the waning of hydrothermal circulation // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, N B4. P. EPM 5/1–5/26.
2. Fisher A.T., Von Herzen R.P. Models of hydrothermal circulation within 106 Ma seafloor: Constraints on the vigor of fluid circulation and crustal properties, below the Madeira Abyssal Plain // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6, N 11. P. 1–17.
3. Zhang Y.-S., Lay T. Evolution of oceanic upper mantle structure // *Phys. Earth and Planet. Int.* 1999. V. 114, N 1/2. P. 71–80.
4. Priestley K., Tilman F. Shear-wave structure of the lithosphere above the Hawaiian hot spot from two-station Rayleigh wave phase velocity measurements // *Geophys. Res. Lett.* 1999. V. 26, N 10. P. 1493–1496.
5. Славинский В.В. Охлаждение континентальной литосферы по данным ксенолит-алмазной термобарометрии // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 239–242 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 2).
6. Stern R.J. Subduction zones // *Rev. Geophys.* 2002. V. 40, N 4. P. 3/1–3/38; http://www.utdallas.edu/dept/sci_ed/Melville/g_howdosubductionzones.html.
7. Hirano N., Takahashi E., Hirata T., Yamamoto J., Machida S., Ishii T., Abe N. New type volcanism along fractures on the flexural Cretaceous Pacific Plate // *EOS*. 2005. V. 86, N 52. Fall Meet. Suppl. Abstr. V51A-1461.
8. Reston T.J., Phipps Morgan J. Continental geotherm and the evolution of rifted margins // *Geology*. 2004. V. 32, N 2. P. 133–136.
9. Wright C., Kwadiba M.T.O., Kgaswane E.M., Simon R.E. The structure of the crust and upper mantle to depths of 320 km beneath the Kaapvaal craton, from P wave arrivals generated by regional earthquakes and mining-induced tremors // *J. African Earth Sci.* 2002. V. 35, N 4. P. 477–488.
10. Hearn B.C., McGee E.S. Garnet peridotites from Williams kimberlites, north-central Montana, U.S.A. // Kimberlites II: the mantle and crust-mantle relationships / Ed. J. Kornprobst: Proc. 3rd Int. Kimb. Conf. Amsterdam e.a.: Elsevier, 1984. V. 2. P. 57–70.
11. Simons F. J., Zielhuis A., van der Hilst R.D. The deep structure of the Australian continent from surface wave tomography // *Lithos*. 1999. V. 48, N 1/4. P. 17–43.

М.Н. Смирнова¹

Особенности деформаций в реальной среде Черного моря

«Черное море является собой самое уникальное геологическое образование на нашей планете» (Е.Ф.Шнюков, 1985 г.). «Черноморская впадина – таинственная глубокая, субокеаническая депрессия» (Е.И.Паталаха). «Азово-Черноморский регион отличается от всех прочих регионов земного шара множеством эксклюзивных феноменов, в том числе геологических и экологических» (А.Д.Дроздовская и др., 2001г.). Высказывания об эксклюзивных особенностях Черного моря можно было бы про-

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПИНГ) РАН, Москва, Россия

должить, но все они сводятся в основном к трем положениям: а) проявление эндогенных газовых экскальяций; б) сероводородное заражение Черного моря; в) парадоксальное поведение железа и марганца.

С нашей точки зрения их можно объяснить необычными особенностями глубинного строения. Кроме знакомства с литературными источниками, в которых прекрасно анализируются многие особенности строения Черного моря, проведен анализ доступных нам карт потенциальных полей: гравитационных и магнитных. Кроме того, нами использован картографический материал: 1) «Международная тектоническая карта Европы», м-б 1: 5 000 000, 3-е изд., ред. Ж.Деркур, Ф.Бунс, Ж.Обузн, В.Е.Хайн, Ю.Г.Леонов, 1966; 2) «Тектоническая карта Турции», м-б 1: 800 000, ред. Н.Эгеран, Е.Лана, 1945.

Черное море располагается между докембрийской Восточно-Европейской платформой, Скифской плитой, Мизийской плитой и альпийскими складчатыми сооружениями Кавказа, Крыма, Понтид. Особенностью всех регионов является наличие глубинных разломов, которые пересекают дно Черноморской впадины. Выделены глубинные разломы общепланетарной сети: широтные, меридиональные, диагональные. Среди широтных разломов выделяются надвиг: Большого Кавказа; Аджаро-Триалетский надвиг; Кагул-Георгиевская зона разломов, проходящая южнее Одессы, Скадовска, Бердянска; Северо-Анатолийский разлом. Вероятно, существует Центрально-Черноморский разлом, выделенный на Кубанском профиле МОВЗ, а также по торцовому сочленению складок в западной части моря на широте Бургаса.

Важнейшее значение имеют меридиональные разломы. Они обнажаются в Украинском щите, сложенном архейско-протерозойским фундаментом. Главные разломы: Криворожско-Кременчугский, идущий через Тарханкутский полуостров в район Анатолии; Орехово-Павлоградский, ограничивающий в Турции Галатский массив, и др. Особое значение имеет Керченский разлом, прослеживающийся в Турции между Синопом и Самсуном. Особое значение придаем Левантской зоне разломов, проходящей через Ливан и Сирию. По данным большинства авторов, этот разлом облекает Аравийский выступ, однако на тектонических картах Турции в районе г.Маращ он испытывает виргацию и его значительная часть обрамляет Аравийский выступ, но другая ветвь в районе г.Фатса сохраняет меридиональное простиранье и уходит в Черное море в направлении г.Сочи. Среди диагональных разломов главное значение принадлежит Западно-Крымскому разлому – типичному левому сдвигу, разделяющему Черноморскую впадину на две зоны: Западную с пассивной окраиной и Восточную с деформациями сжатия [1]. Разломы северо-западного направления развиты также в Мизийской впадине, в частности, отделяют Мизийскую впадину от Добруджи. К разломам северо-восточного простиранья относятся северо-восточный Анатолийский разлом и Южно-Крымский надвиг. Глубинные разломы мантийного заложения образуют при пересечении проницаемую сеть на дне Черного

моря и определяют миграцию глубинных флюидов. В.П.Кобелев и Ю.П.Оровецкий высказали представление о нахождении Черного моря в зоне Персидско-Британской полосы сильно разогретой мантии, что также способствует ее проницаемости. В Черном море выделяют глубокие впадины, достаточно разные по глубинному строению.

Западная впадина «безгранитная», под которой находится более активный плом высотой 25 км, поверхность верхней мантии поднята и находится на глубине 19 км. «Базальтовый» слой уменьшен до 5–8 км, а осадочный слой – мощный, 13–14 км.

Восточная впадина – с редуцированным «гранитным» слоем мощностью 2,5 км. Мантийный плом имеет меньшую мощность (до 22 км), а верхняя мантия находится на большей глубине (22 км). «Базальтовый» слой более мощный 10–12 км, осадочный слой менее мощный 10–11 км.

Разные особенности строения запечатлены в кайнозойском осадочном чехле [2]. Более детальные исследования кайнозойских отложений Черноморской впадины выполнены А.А.Шрейдером и др. Если мощности эоцен–среднего миоцена в обеих впадинах примерно одинаковы (порядка 10 км), то с позднего миоцена–плиоцена начинается различное развитие. В Западной впадине мощность этих отложений 1400 м, в Восточной – 800 м. Еще большая разница наблюдается в четвертичное время. В Западной впадине мощность четвертичных отложений 1500 м, в Восточной 400–600 м. Это подтверждается разницей в скоростях осадконакопления. Верхний предел скорости осадконакопления (ВПСО) в Западной впадине 25–32 см/тыс. лет, в Восточной – 15 см/тыс. лет. Эта тенденция закреплена в современной глубине впадин. В Западной глубина – 2245 м, в Восточной – 2000 м.

По своей сущности и форме Западная впадина размером 600 x 300 км – эндогенная кольцевая структура, типичная для платформенных образований. Восточная впадина размером 600 x 150 км – удлиненная, вытянутая в северо-западном направлении миндалевидная структура типа *pull apart*, возникшая как раздвиг в складчатой области.

В Черном море наблюдается повышенная газоотдача морского дна. На материковом склоне и шельфе, особенно в районе палеодельт и каньонов рек Дона, Днестра, Днепра и Дуная, наблюдаются многочисленные метановые сипы, газовые фонтаны и струи. Развиты грязевые вулканы с выбросами газа, а в глубоководных впадинах обнаружены скопления газогидратов [3]. Во время 9-балльного Крымского землетрясения 1927 г. очевидцами описаны многочисленные газовые пожары и взрывы на море (Севастополь, Алупка, Судак). Основная масса газов глубинного происхождения. Она связана с зонами пересечения разломов. Известны газовые сипы с увеличенной концентрацией ртути, существуют сипы из магматических пород Ломоносовского подводного массива. Масштабы газоотдачи грандиозны. По данным американского судна «Knott», содержание метана в черноморских водах достигает 80 млрд м³.

По поводу сероводородного заражения существуют разные точки зрения: биогенная, до развития работ по глубинному строению, и abiогенная, наиболее современная. В Черном море выделено несколько слоев воды. Приповерхностный слой (0–250 м) – кислородный, ниже – слой сосуществования сероводорода с кислородом, далее – слой разграничения сероводородных и кислородных вод и еще далее – 2 км сероводородных вод. Биомасса сосредоточена лишь в тонком приповерхностном слое без сероводородных вод, общая масса которой никаким образом не могла бы обеспечить устойчивое сероводородное заражение Черного моря (А.А.Дроздовская и др.). Абиогенное происхождение может идти разными путями: окислением сульфидных, особенно колчеданных, руд, гидролитическим разложением сернистых металлов перегретыми водами или водяным паром, термохимическим восстановлением сульфатов, углеводородами и водородом. Нам кажется важным первый путь. Именно в слое разграничения кислородных и сероводородных вод формировалась джеспилитовая раннепротерозойская рудная толща. Черное море пересекается несколькими разломами джеспилитовой формации: Криворожско-Кременчугской, Орехово-Павлоградской и др. В горных выработках Криворожья наблюдаются интенсивные притоки метана и углеводородов.

Активные тектонические процессы продолжаются и в настоящее время и концентрируются в пределах сейсмических зон Черного моря. Основная часть эпицентров приурочена к бортовым частям Черного моря, за исключением северо-западной его части. Зоны сейсмической активности на юге и севере примерно одинаковы (100–130 км). На севере глубина очагов от 15 до 50 км. На юге есть очаги глубиной до 100–150 км. При этом в Западной впадине сейсмичность активнее, нежели в Восточной. Сейсмичность способствует миграции глубинных флюидов, стимулируя поступление метана и сероводорода.

Литература

1. Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Пустовитенко Б.Г. Современная кинематика микроплит в Черноморском-Южно-Каспийском регионе // Океанология. 2006. Т.44, № 4. С.600–610.
2. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейнер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
3. Шнюков Е.Ф., Старostenко В.И., Русаков О.М., Кутас Р.И. и др. Глубинная природа газовых факелов западной части Черного моря по результатам геофизических исследований // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2005. № 1. С.70–89.

Возраст главной фазы новейших орогеных событий в северной части Центральноазиатского горного пояса: реконструкция по пирометаморфическим индикаторам на примере Салайра и Кузнецкой впадины

Для реконструкции абсолютных хронологических рубежей новейшей истории осадочных бассейнов авторами был разработан и применен принципиально новый подход. В качестве объектов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования использовались плавленые пирогенные породы – паралавы, возникшие под действием тепла угольных пожаров. Древние комплексы горелых пород широко распространены на стыке мобильных зон новейших орогенов и стабильных блоков равнин обрамления. В кайнозое основной причиной выведения на поверхность – в зону аэрации – и последующего возгорания угленосных моласс предгорных впадин являются новейшие орогенные движения [3]. Масштабные подземные пожары каустобиолитов по сути представляют собой незначительно отсроченный во времени отклик физико-химических систем осадочных разрезов, сформировавшихся в восстановительной среде, на тектонические подвижки, открывающие прямой доступ окислителя к топливу [4, 5]. Сверхвысокие температуры угольных пожаров (до 1250–1400 °С) и минимальное общее давление (< 10 бар) обеспечивают полное плавление карбонатно-пелитового протолита либо выплавление кварц-полевошпатовых эвтектик даже из «сухих» метапелитовых пород. При резком падении температуры при обрушении кровли над очагом подземного пожара происходит закалка расплавов с образованием стекол. Поэтому основные методические приемы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, разработанные для кайнотипных базальтоидов, применимы и к плавленым пирогенным породам.

Предлагаемый методический подход опробован при датировке горельников древнего пирогенного комплекса западного борта Кузнецкой впадины. Горелые породы в Присалайрской зоне складчатости распространены настолько широко и имеют столь характерный облик, что были обнаружены уже первыми исследователями этого района [1]. С продвижением к центру бассейна – области распространения верхнепермских и юрских угленосных толщ – интенсивность пожаров резко снижается. Здесь пласти не нарушены тектоникой, залегают полого, вследствие чего возгорания углей преимущественно контролировались врезанием речных долин.

Пирогенные комплексы Присалайрской зоны целиком сосредоточены в пределах линейного сильно дислоцированного блока угленосных отложений балахонской свиты ($\text{C}_3\text{-P}_1\text{bal}$). Их общая протяженность достигает 45 км, а суммарная мощность разреза – 3–5 км. Прямые геологические наблюдения и GPS-съемка позволили установить непосредственную при-

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

уроченность большинства крупных возгораний (как современных, так и древних) к зонам субмеридианальных разломов регионального масштаба. Таков, в частности, тектонический блок, расположенный к северу от г. Киселевска – между Соколиными горами и дер. Октябринка, – где со-редоточены четыре протяженные гряды высокотемпературных горелых пород. Западный и восточный контакты этого блока ограничивают крупные разрывные нарушения. Южный и северный контакты, которым отвечают долины рек Тугай и Калзыгай, по всей вероятности, представляют собой субширотные разломы низшего ранга. Древние пирогенные комплексы в Кузбассе являются ландшафтообразующими элементами, формируя субпараллельные гряды холмов. Горизонты горелых пород непрерывно простираются на 0,5–1,5 км, при мощности отдельных выходов до 50–70 м. Они представлены исключительно высокотемпературными разностями – брекчиями обрушения и продуктами полного (паралавы) или частичного (клинкеры) плавления протолита. В логах, разделяющих сопки, развит делювий из горельников мощностью до 3 м.

Паралавы Присалаирского комплекса Кузбасса представляют собой продукты полного плавления метаосадочного материала, что подтверждается их фазовым составом, структурой и полным отсутствием реликтов первичных минералов, в том числе полевых шпатов обломочной фракции. Они имеют преимущественно кислый (реже, средний) состав, характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 , умеренным – железа, и пониженными концентрациями TiO_2 , MnO , MgO , Na_2O и P_2O_5 . Содержание K_2O в них составляет 1,5–3,5 мас.%, а CaO – 0,7–10 мас.%. Породообразующие минералы – железистый кордиерит, муллит, тридимит, железистые шпинелиды, реже – железистые клинопироксены и основные плагиоклазы. Главной фазой-концентратором калия является кислое глиноземистое стекло, слагающее от 20 до 45 об. % породы. Его типичный состав стекла (в мас.%) SiO₂ – 73,75, TiO₂ – 1,43, Al₂O₃ – 11,68, FeO – 2,67, MnO – 0,04, MgO – 0,21, CaO – 1,73, Na₂O – 0,95, K₂O – 4,86, P₂O₅ – 0,32, Сумма – 97,64.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста паралав выполнены методом ступенчатого прогрева по валовым пробам пород по технологии [2]. Облучение проб произведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом институте. Ступенчатый прогрев осуществлен в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Определения изотопного состава Ar выполнены на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений $\pm 1 \sigma$. С учетом молодого возраста образцов особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации, что достигалось с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона.

Образцы 05-КС-12 и 05-КС-32 были взяты на западной окраине Присалаирского комплекса (дер. Октябринка и Соколиные горы). В возрастном спектре обр. 05-КС-12 выделяется два плато. Плато в средней части характеризуется 53% выделенного ^{39}Ar и значением возраста 329 ± 330 тыс. лет.

Для высокотемпературного плато, характеризующегося 37% выделенного ^{39}Ar , возраст составил 1238 ± 481 тыс. лет. Можно предположить, что изотопная система образца, образовавшегося 1238 ± 481 тыс. лет назад, претерпела повторный прогрев. Для обр. 05-КС-32 76% выделенного ^{39}Ar соответствует двум первым ступеням, среднее значение возраста по которым составило 1086 ± 1100 тыс. лет. Для обр. 05-26-3 (район юго-востока дер. Октябринка) получен дискордантный возрастной спектр. На уровне доверительной вероятности 95% его формирование произошло не раньше, чем 360 тыс. лет назад. Для трех ступеней в спектре образца паралавы (05-69-4) с западной окраины Присалаирской зоны (Абинские сопки) получены согласующиеся значения возраста, среднее по которым составляет 47 ± 378 тыс. лет. Соответственно, формирование образца произошло не раньше, чем 425 тыс. лет назад.

Пространственное распределение датировок подтверждает реконструируемую по геологическим данным картину развития переходных зон от новейших орогенов к впадинам, наиболее универсальной закономерностью которой является поэтапное разрастание горных сооружений за счет вовлечения в поднятие периферических полос впадин, отсекаемых от них по взбросам [3]. Наиболее древние датировки, отвечающие временному интервалу пожаров (от 1,2 до 2,2 млн лет), соответствуют началу высотной дифференциации рельефа западной окраины Кузбасса. Этот процесс происходил на ранних стадиях новейшего надвигания Салаира на Кузнецкую впадину.

В настоящее время пирометаморфические комплексы этого возраста расположены уже за пределами Кузнецкой равнины – в пределах Тыргана (который представляет собой нижнюю ступень Салаирской возвышенности). Эта ступень имеет субмеридиональное простиранье и с запада и с востока ограничена взбросовыми уступами с падением плоскостей сместителя взбросов на запад – под Салаир. Это позднепалеозойские-раннемезозойские разломы, лишь обновленные в позднеоген-четвертичное время. Именно в этом районе проходил стык Кузбасса и Салаира в начале интенсивной фазы движения, с ним связаны и наиболее высокоамплитудные новейшие деформации, спровоцировавшие масштабные угольные пожары и, как следствие, формирование наиболее мощных пирогенных комплексов. Более молодая группа датировок 360–450 тыс. лет соответствует пирогенным комплексам, локализованным западнее Тыргана, в том числе – на современной границе Кузнецкой равнины. Меньшая степень эродированности этих комплексов является подтверждением их относительной молодости.

Таким образом, первые датировки, полученные по предложенной методике в рамках разрабатываемой концепции, показали, что главная фаза новейшей активизации на северной границе гор юга Сибири началась на рубеже неогена и четвертичного периода. Дискретность распределения датировок позволяет выделить и более поздний этап усиления новейших движений в среднеплейстоценовое время. Намечается тренд

распространения зоны новейших деформаций от горных сооружений Салаира к центру впадины.

Изучение пирогенных комплексов Зайсанской и Джунгарской впадин, Горного Алтая и Забайкалья, расположенных вкrest простирания крупнейшей зоны деформации Азии, в совокупности с развитием предложенного методологического подхода – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пирогенных пород – для определения времени неотектонической активизации, позволит в перспективе создать хронологически обоснованную модель геологической истории новейшего орогенеза Центральной Азии.

Работа выполнена при поддержке гранта президента Российской Федерации для поддержки ведущих научных школ – «Сибирская метаморфическая школа» (НШ-4922.2006.5), РФФИ (№ 05-05-65036) и Интеграционного проекта СО РАН (№ 105).

Литература

1. Бутов П.И., Яворский В.И. Материалы для геологии Кузнецкого каменноугольного бассейна. Петроград: Геологический комитет, 1922. 88 с. (Материалы по общ. и прикл. геол.; Вып. 48).
2. Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Volkova N.I., Корсаков А.В. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 98–114.
3. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая / Ред. Е.В. Девяткин, Г.Ф. Уфимцев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2004. 313 с.
4. Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматуллина Е.Н., Шарыгин В.В., Калугин В.М. Пирогенный метаморфизм / Ред. Г.Г. Лепезин. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 284 с.
5. Sokol E.V., Volkova N.I. Combustion metamorphic events resulting from natural coal fires: A review // Wild Coal Fires Burning Around the World, GSA «Engineering Geology» book / G.B. Stracher (Ed.). Publisher – Geological Society of America, Boulder, Colorado, 2006.

В.А. Соловьев¹, Л.П. Соловьева¹

Циклитовая модель слоистой структуры земной коры

Циклиты – это разноранговые геологические тела со структурой, в которой наблюдается повторение в пространстве одинаковых сочетаний составляющих их элементов: в минералах – химических элементов (элементарные ячейки); в породах – минералов (парагенезы); в формациях – пород (парагенерации) и т.д. [1]. Занимаясь систематикой структур земной коры и тектоническим картографированием, мы смогли показать, что циклитом является и земная кора [2,3]. На идею циклитовой модели натолкнули работы тектонической школы Архангельского – Шатского и, в частности, статьи М.В. Муратова [4,5].

Циклитовая модель представлена в форме таблицы, отражающей соотношения понятий площадного (по горизонтали) и объемного (по верти-

¹ Кубанский государственный университет (КубГУ), Краснодар, Россия

Таблица

кали) районирования по принципу «возраста главной складчатости», который, по образному выражению А.Л. Яншина, стал «плотью и кровью» тектонической картографии. Элементами площадного районирования выступают традиционно выделяемые континентальные, переходные и океанические области. Континенты слагаются областями складчатости от архейских до кайнозойских и областями плит древних и молодых платформ. Зоны перехода включают плиты окраинных и внутренних морей, островные дуги и глубоководные желоба. Океанические области представлены подвижными океаническими поясами (георифогеналями) и океаническими плитами (талассопленами). Элементами объемного районирования выступают геологические (тектонические) комплексы, среди которых четко обособляются трехчленные ритмы комплексов, которые вслед за М.В. Муратовым, названы «главными платформообразующими комплексами». В стратиграфической последовательности они непрерывно сменяют друг друга, представляя собой платформы (древние, молодые и юные). Древние (эпикарельские) и молодые (эпигерцинские) платформы как основные типы структур Земли известны давно. Проводя объемное тектоническое картографирование на Дальнем Востоке под руководством Ю.А. Косягина [6], а сейчас в Азово-Черноморско-Каспийском регионе [7], нам удалось показать, что окраинные и внутренние моря по своей тектонической природе представляют собой, по терминологии Р.Г. Гарецкого, плиты юных платформ, а мезозойско-кайнозойские складчатые области выступают их щитами.

Циклитовая модель показывает, что основными типами структур Земли выступают древние, молодые и юные платформы, различающиеся стратиграфическим положением главных платформообразующих комплексов. Комpleксы, располагающиеся под ними, – это комплексы основания (фундамент платформ). Комплексы, залегающие со стратиграфическим перерывом, – это эпиплатформенные комплексы (орогенные и плитные), т.е. комплексы соседних платформ. Краевые системы слагаются разнородными комплексами соседствующих платформ и представлены краевыми массивами, краевыми швами, периплатформенными (перикратонными) и краевыми прогибами [8].

Представленная модель позволяет предсказать существование в слоистой структуре земной коры еще архейских (протоплатформ) и современных (оceanических) платформ. Предположительный характер этих платформ обозначен в таблице серым фоном. По своей тектонической природе зоны Беньофа можно рассматривать как современные краевые швы, а глубоководные желоба – как современные периплатформенные прогибы, которые по простирианию могут переходить даже в краевые прогибы.

Из циклитовой модели следует вывод об однотипности структуры континентов и океанов. Для его проверки необходим решающий эксперимент с бурением, чтобы пройти базальтовый покров в океане и выяснить, наконец, что под ним. Не исключено, что, как и под траповым

комплексом континентов, там залегают те же платформенные комплексы, как это предсказывается в работах Г.Ф. Макаренко [9].

Литература

1. Фролов В.Т. Циклы: везде и всегда // Общая теория цикла: проблемы методологии: материалы конференции. Ставрополь, 1999. С. 40–46.
2. Соловьев В.А. Тектоника континентов Хабаровск: Хабаров. кн. изд-во, 1975. 365 с.
3. Атлас тектонических карт и опорных профилей Сибири / Ред. А.Л. Яншин Новосибирск: Наука, 1988. 9 с.
4. Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. №6. С.3–22.
5. Муратов М.В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры // Геотектоника. 1965. №1. С. 3–15.
6. Соловьев В.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С. и др. Тектоническая терминология зона перехода от континента к океану и вопросы систематики структур земной коры // Сборник Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск: Хабаров. кн. изд-во, 1974. С. 5–15.
7. Соловьев В.А., Бондаренко Н.А., Дембецкий С.И. Систематика пограничных структур земной коры как основа поиска новых нефтегазоносных объектов (на примере Азовово-Черноморско-Каспийского региона) // Проблемы геологии и освоения недр юга России: Тез. докл. Ростов н/Д: ЮНЦ РАН, 2006. С.69–71.
8. Соловьев В.А., Бондаренко Н.А., Боровиков А.М. Систематика пограничных структур платформ и их нефтегазоносных комплексов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т.80, вып. 2. С. 18–29.
9. Макаренко Г.Ф. Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли М.: Геоинформмарк, 1997. 96 с.

В.Б. Спектор¹

Тектонический импульс в конце кайнозоя в Сибири и на Северо-Востоке

Синхронность тектонических событий в позднем кайнозое (плиоцен–квартер) установлена в трех крупнейших тектонических элементах Сибири и Северо-Востока (Сибирская платформа, Байкало-Становая и Верхояно-Чукотская горно-складчатые области). Здесь имеет преобладающее распространение позднекайнозойская (плиоцен-эоплейстоценовая) поверхность выравнивания и доказано существование на рубеже раннего и среднего неоплейстоцена масштабной эпохи горообразования [1]. Установленный тектонический импульс совмещен с межплитными процессами по северо-восточной (Верхояно-Чукотская область) и юго-восточной (Байкало-Становая область) границам литосферных плит, а также внутриплитными и гляциотектоническими процессами [2].

Возраст плиоцен-эоплейстоценовой региональной поверхности выравнивания установлен по конпланационным (сингенетичным развитым на поверхности выравнивания) и по коррелятным (синхронно отложив-

¹ Институт мерзлотоведения (ИМЗ) СО РАН, Якутск, Россия

шимся во впадинах) отложениям на Сибирской платформе и смежных горных областях.

Конплексные отложения на Сибирской платформе представлены на Приленском плато – аллювиальными галечниками небольшой (до нескольких метров) мощности табагинской свиты, свиты красных песков. В долине среднего течения р. Лены эта поверхность представлена высокими террасовидными, скорее всего приразломными, ступенями, иногда с мало-мощными галечниковыми покровами, выделяемыми ранее как эрозионно-аккумулятивные террасы (тустахская, черендейская, оручанская, пеледуйская). На Среднесибирском плоскогорье – конплексными являются широко распространенные галечники эйской свиты, представляющие собой криогенно переработанный аллювий неогена и эоплейстоцена.

Конплексными отложениями в Верхояно-Чукотской области можно считать аллювиальные и водно-ледниковые отложения мельтехской свиты плиоценового возраста, залегающие в виде прерывистого плаща на Чистайской поверхности выравнивания (хребет Черского), отложения 900-метровой «террасы» в долине р. Индигирки, отдельные поля развития плиоценовых отложений на хребте Верхоянском, и между ним и хребтом Черского, а также на хребте Момском.

В Байкало-Становой горной области конплексные отложения данной поверхности, вероятно, имели широкое распространение, но сохранились от размыва только на тектонических ступенях бортов межгорных впадин. К ним относятся нижненеоплейстоценовые элювиальные щебнистые суглинки и глинистые с остатками млекопитающих итанцинского комплекса [3].

Наиболее молодыми *коррелятными* отложениями во впадинах Сибирской платформы являются маломощные (до 10 м) аллювиальные слои раннего неоплейстоцена с прямой намагниченностью: слои с тираспольским фаунистическим комплексом на Вилюе [4, 5]; слои с алданской фауной на р. Алдан [6]. Эти слои залегают согласно на эоплейстоценовых слоях, охарактеризованных фауной и имеющих обратную намагниченность.

В Верхояно-Чукотской области коррелятные отложения известны в предгорьях Момского хребта (Ожогинская и Абыйская впадины), в отдельных грабенах Северного Верхоянья (Кенгдейский грабен).

В Байкальской впадине к коррелятным следует отнести песчано-алевритовые и полимиктовые грубообломочные осадки аносовской (охристой) свиты позднего плиоцена мощностью от 50 до 1500 м и выше лежащие озерные пески и глины ахаликской свиты эоплейстоцена – раннего неоплейстоцена мощностью от 350 до 1500 м [7]. В центральных частях впадины эти осадки указанного возраста отлагались в условиях недокомпенсации и имеют небольшую (первые десятки метров) мощность. Перечисленные выше образования по положению в разрезе, положительной намагниченности и палинологическим особенностям могут быть сопоставлены с послезиямским термохроном, характеризующимся умеренно теплым климатом (по: [8], МИС13).

Последняя значительная тектоническая активизация, выразившаяся горообразованием в Байкало-Становой и Верхояно-Чукотской горных областях и формированием обширных и высоких плато на Сибирской платформе, произошла на рубеже раннего и среднего неоплейстоцена. Полигенетическая поверхность выравнивания была поднята на высоту до 2500 м в Байкало-Становой области, до 2000 м – в Верхояно-Чукотской области, до 1000 м – на Среднесибирском плоскогорье и до 800 м на – Приленском плато и Алданском нагорье Сибирской платформы. Рассматриваемая активизация носила дифференцированный характер – наряду с поднятиями формировались и межгорные впадины, особенно ярко проявившиеся в Забайкалье. Отдельные депрессии были заняты долинами современных рек. В результате подъема поверхности рельефа и соответственно снижения базиса эрозии повсеместно образовался эрозионный врез, который был выполнен отложениями среднего неоплейстоцена. Наиболее древними отложениями, выполняющими врезы, являются отложения тобольского горизонта (МИС 11 – бестяхская свита на реке Лене, МИС 10–6 – мавринская свита на р. Лене и Вилий, кривоярская свита во впадинах Прибайкалья) или ледниковые отложения самаровского горизонта (в Байкало-Становой области, на Среднесибирском плоскогорье, в предгорьях Верхоянского хребта на Сибирской платформе, на хребте Черского – МИС 8) среднего неоплейстоцена. Таким образом, время начала плеистоценовой активизации можно датировать рубежом раннего и среднего неоплейстоцена. В течение тобольского термохона эти врезы, иногда даже глубже современных, были частично заполнены осадками. По климатостратиграфическим данным, наиболее вероятным временем формирования вреза является предтобольский криохрон (МИС 12), возрастные рамки которого датируются 477–426 тыс. лет назад.

Исходя из очень короткой продолжительности подъема (около 50 тыс. лет), можно прийти к выводу, что максимальных скоростей положительные вертикальные движения могли достигать в эпоху среднеплейстоценовой активизации: в Байкало-Становой области – 50, в Верхояно-Чукотской – 40, на Среднесибирском плоскогорье – 20, на Приленском плато – 15 мм/год. Эти значения на два-три порядка выше средних скоростей новейших движений, начало которых соотносится в регионе с рубежом мела–палеогена [9].

Рассматриваемые тектонические события (выравнивание и последующее горообразование) представляют собой самостоятельный тектонический импульс (микроцикл), который наложился на длиннопериодные тектонические процессы, протекающие по восточным границам Евразиатской плиты. Известно, что эти границы динамически неоднозначны: по их простиранию имеются участки раздвига и коллизии [10]. Вполне вероятно, что первая половина импульса (выравнивание) способствовала развитию процессов раздвига, а вторая (горообразование) – процессам коллизии, что существенно влияло на географическое положение

жение полюсов относительного вращения литосферных плит. Достаточно четко проявляется и наложение выявленного импульса на гляциотектонические процессы. В частности, подъем территории предгорий Верхоянского хребта и прилегающей части Сибирской платформы, который должен был происходить в среднем плейстоцене, былдержан ледниково-выми нагрузками. Реализация накопленного потенциала произошла после снятия этих нагрузок – в конце позднего плейстоцена – в голоцене.

Синхронность тектонических событий в трех рассмотренных регионах и их периодичность и направленность весьма сходны с таковыми на северо-западных активных окраинах Тихого океана. Так, отмечается, что в самом конце эоплейстоцена и в раннем плейстоцене в Курило-Камчатской области произошло ослабление тектонических движений, и восходящие движения сменились нисходящими, а в среднем плейстоцене вертикальные движения становятся более контрастными [7]. На Сахалине и Хоккайдо также отмечается выравнивание и трангрессия в позднем плиоцене, которые в раннем–среднем неоплейстоцене сменились поднятиями. Вполне вероятно, что тектонические процессы конца кайнозоя на северо-западе Тихого океана могли активизировать древнюю (позднемезозайскую) активную континентальную окраину Евразиатской материковой плиты. В таком случае, структурное единство, выраженное цепочкой горных дуг Предбайкалья, Забайкалья, Становика, Джугджура, Сетте-Дабана, Сунтар-Хаята и далее на северо-восток, как представляется, находит логичное объяснение.

Литература

1. Спектор В.Б. Рельеф Якутии // Вестн. Госкомгеологии. 2001. № 1. С. 18–27.
2. Спектор В.Б., Дудко Е.А., Спектор В.В. Гляциотектоника на востоке Сибирской платформы // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 212–213 (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 2).
3. Базаров Д.Б., Резанов И.Н., Иметхенов А.Б., Савинова В.В. Основные итоги стратиграфических исследований антропогена Прибайкалья и Западного Забайкалья // Стратиграфия плейстоцена Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 82–90.
4. Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии. М.: Наука, 1978. 207 с.
5. Стратиграфия СССР. Полутом 1: Четвертичная система. М.: Недра, 1982. 443 с.
6. Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогеновых отложений севера Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 183 с. (Тр. ГИН; Вып. 48).
7. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. 363 с
8. Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене // Кriosфера Земли. 2006. Т. 10, № 2. С. 3–26.
9. Леви К.Г., Шерман С.И. Карта неотектоники горного обрамления юга Восточной Сибири. Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 39–44.
10. Зоненишайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.

О восстановлении фокальных механизмов очагов палеоземлетрясений по сопряженным стенкам дислокаций

Фокальные механизмы очагов палеоземлетрясений возможно восстановить в случае обнаружения первичных палеосейсмодислокаций, как, например в [Спиридовон, 2005]. По замерам элементов залегания стенки сбросового уступа, сместителя или расседания восстанавливается одна из нодальных плоскостей. Вторую нодальную плоскость и вектор смещения можно восстановить несколькими способами: по бороздам скольжения; по массовым замерам трещиноватости; по сопряженным стенкам дислокаций; по другим косвенным данным. Большинство этих алгоритмов неоднократно описано, начиная с классической монографии М.В. Гзовского [Гзовский, 1975]. Рассмотрим подробнее восстановление по сопряженным стенкам дислокаций.

Сопряженные стенки дислокации удается найти далеко не всегда, но достаточно часто. Проблема состоит в соотнесении возникновения тех или иных дислокаций по времени, т.е. в выделении именно сопряженных, одновозрастных стенок. Доказательством сопряженности оных можно считать их закономерное повторение на протяжении дислокации или закономерную ориентировку друг относительно друга [Гзовский, 1975 и др.].

Когда с большой степенью вероятности стенки дислокации можно считать сопряженными, одна из них представляет собой одну из нодальных, а другая – дополнительную плоскость. Плоскость, перпендикулярная к обоим вышеупомянутым, является второй нодальной (рисунок). В качестве нодальной выбирается плоскость, совпадающая с простиранием самой дислокации (либо сейсмогенерирующего разрывного нарушения). Вопрос о квадрантах сжатия и растяжения решается путем сопоставления положения смещенных блоков до и после деформации. Точной ориентировки вектора смещения такой метод не покажет, но квадранты определяются однозначно. Квадрант, куда была направлена сейсмогенная подвижка скального блока и противолежащий ему являются областями сжатия, а другие – растяжения. Дополнительные косвенные данные могут быть весьма разнообразны. Так, например, образование глинок трения вдоль некоей поверхности может свидетельствовать об однозначном нахождении нодальной плоскости. Подворот слоистости или грубообломочного материала, а так же валы выпирания показывают направление перемещения по разлому и т.д.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. - М.: Наука, 1975. - 536 с.
2. Спиридовон А.В. О палеосейсмодислокациях в районе Печенгской структуры // Геофизические исследования: сб. науч. тр. / Институт физики Земли РАН. М., ИФЗ РАН, 2005. Вып. 4. С. 79–84.

¹ Геологический факультет МГУ

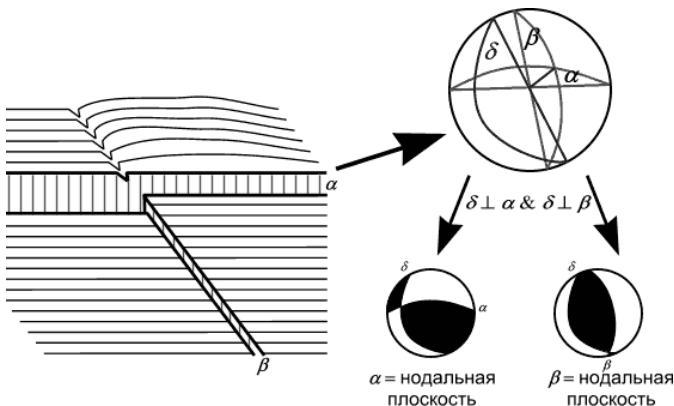


Рисунок. Алгоритм восстановления фокальных механизмов очагов палеоземлетрясений по сопряженным стенкам отрыва
 α, β – плоскости отрыва, δ – вторая нодальная плоскость

В.С. Старосельцев¹

Деформации геологических тел как многофакторный процесс

Широкий спектр деформаций геологических тел, доступный непосредственному наблюдению и анализу, свидетельствует о многообразии причин их возникновения. Далеко не всегда при реконструкциях механизма возникновения деформаций удается уверенно ограничиться лишь одним из них. Поэтому нередко причины деформаций становятся предметом длительных научных дискуссий. Вполне вероятно, что во многих случаях каждый из оппонентов по-своему прав. Это лишь подчеркивает многофакторность процесса формирования дислокаций.

Наиболее длительной является дискуссия сторонников преобладания в природе вертикальных или тангенциальных тектонических движений. Первоначально большинство исследователей считало, что в пределах относительно жестких платформенных регионов преобладают вертикальные напряжения, а в мобильных складчатых зонах – тангенциальные. Вместе с тем, еще в XIX в. австрийский геолог Е.Рейер (1888 г.) обосновал для альпийских складчатых сооружений Европы первичность вертикальных тектонических движений и вторичность складчатых и надвиговых деформаций за счет гравитационного соскальзывания неустойчивых блоков крупных поднятий.

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия

Учитывая, что разные по своей природе геологические тела постоянно находятся в гравитационном поле Земли, испытывающем воздействие как ближайших к ней Луны и Солнца, так и всей Галактики, их деформации являются суммарным результатом воздействия внутриземных и космических сил. Особенно трудно расставить приоритеты в причинах деформаций, если широким развитием пользуются линейные складки с крутыми или даже опрокинутыми крыльями, нередко осложненные пологоволнистыми поверхностями разрывов шарьяжно-надвигового типа. Совершенно очевидно, что для образования таких складок необходимо перпендикулярное их простиранию интенсивное тангенциальное сжатие.

Подобное сжатие может проявляться в относительно пластичных (некомпетентных) геологических телах, расположенных между жесткими блоками земной коры, испытывающими встречное перемещение. Причиной такого перемещения могли быть конвективные движения мантийных масс в результате развития глубинных энергетических процессов внутри нашей планеты. Периодическая активизация конвекции могла возникать в результате воздействия Луны, Солнца и прохождения Земли вместе с ними через разные по плотности зоны Галактики, о чем в 60-е годы прошлого века неоднократно писали выдающиеся астрогеологи М.В.Стовас, Г.Н.Каттерфельд, Б.Л.Личков и др.

Нередко взаимодействие внутриземных и космических сил обуславливала активизацию магматических процессов и появление в земной коре обширных интрузивных массивов. При их внедрении окружающие, в первую очередь, относительно пластичные геологические тела также могли испытывать интенсивное сжатие с формированием линейных складок и шарьяжно-надвиговых разрывов. Следовательно, развитие внутриземных процессов с учетом влияния космических факторов несомненно могло непосредственно приводить к интенсивным линейным дислокациям геологических тел в поверхностных условиях.

Вместе с тем, развитие тех же процессов внутри планеты Земля могло обусловливать формирование обширных, часто протяженных поднятий на ее поверхности за счет исключительно вертикальных подвижек земной коры. Учитывая, что появление на поверхности Земли поднятий высотой в несколько километров нарушило гравитационное равновесие относительно центра планеты, возникали силы, направленные на восстановление нарушенного равновесия. Особенно эффективно эти силы воздействовали на относительно крутые крылья поднятий, в пределах которых под влиянием гравитации по относительно пластичным пластам вышележащие породы начинали сползать к окружающим гипсометрически ниже расположенным территориям. При этом выше поверхностей срыва происходило скучивание пород с образованием линейных складок и шарьяжно-надвиговых разрывов.

Ярким примером может служить складчатый комплекс Большого Кавказа, который на геологической карте в региональном плане представляет собой огромную антиклиналь. В ядре последней вокруг магма-

тических пород распространен юрский осадочный метаморфизованный комплекс, сменяющийся на крыльях последовательно нижне-, верхнемеловыми и палеогеновыми породами. После бурения в этих зонах глубоких скважин П.Е.Оффманом было показано, что сложно дислоцированные комплексы юры надвинуты на нижнемеловые, которые, в свою очередь, надвинуты на верхнемеловые, а последние – на палеогеновые. Видимо, к аналогичным выводам по складчатым комплексам Альп в XIX веке пришел упомянутый выше Е.Рейер.

Важно подчеркнуть, что линейные складки и шарьяжно-надвиговые структуры, образованные как в результате сжатия относительно пластичных толщ между жесткими блоками, так и при гравитационном сползании аналогичных толщ на крыльях региональных поднятий по своим морфологическим характеристиками аналогичны. Поэтому до появления надежных геолого-геофизических данных трудно правильно оценить механизм формирования таких дислокаций, тем более, что возможны случаи совместного проявления обоих этих механизмов. Особого внимания заслуживает также механизм движений крупноамплитудных аллохтонных пластин по шарьяжно-надвиговым поверхностям. В ряде публикаций, в том числе и автора, было показано, что такому перемещению способствует вибрационный эффект палеосейсмичности и ежесуточные эффекты лунных приливов в поверхностных горизонтах земной коры.

Силы гравитации в условиях широкого развития высокопластичных пород (соли, влажные глинистые породы) за счет перепадов давления в условиях расчлененного рельефа могут приводить к формированию антиклиналей в крупных долинах рек и озер. При этом глубже пластичных горизонтов никаких поднятий тектонической природы может и не существовать, хотя вполне вероятна и комбинация рассмотренных факторов структурообразования. Поэтому до появления конкретной геолого-геофизической информации о строении глубокозалегающих горизонтов в зонах распространения антиклиналей, приуроченных к крупным долинам расчлененного рельефа, нельзя с уверенностью говорить о механизме их формирования.

Особого внимания заслуживают дислокации, связанные с внедрением магматических расплавов различного состава. Крупные батолиты кислого состава нередко сопровождаются куполовидными поднятиями перекрывающих пород. Гораздо более сложным является вопрос о формировании поднятий над интрузиями основного состава. Как правило, области широкого распространения последних приурочены к территориям длительного предшествующего погружения с накоплением осадочных комплексов суммарной толщиной более 3–5 км. В период интенсивного проявления траппового (основного) магматизма этим областям свойствен режим всестороннего растяжения на фоне общего продолжающегося погружения над освобождающимся на глубине магматическим очагом.

В таких условиях, несмотря на наблюдаемые иногда поднятия перекрывающих трапповые интрузии пород, по существу, происходит, со-

гласно Ю.А.Косыгину (1975 г.), «подземное компенсирование» прогибания территории. Поднятия же кровли интрузии являются лишь остаточными формами предшествующего изгиба пород, сохранившегося за счет «арочного эффекта» при опускании нижележащих пород при заполнении освобождающейся полости трапповым расплавом. Геологические свидетельства подобного механизма внедрения магмы фиксируются при изучении таких поднятий бурением и геологической съемкой в пределах Тунгусской (Курейской) синеклизы на Сибирской платформе.

Длительность тектонического развития многих регионов предопределяет проявление нескольких фаз (этапов) формирования дислокаций. В течение каждой из фаз описанные механизмы могли реализовываться в разных комбинациях. Кроме того, в зависимости от интенсивности проявления каждого из механизмов в разное время возникали сложные комбинации, расшифровка которых является весьма трудоемким процессом, особенно в зонах с интенсивной многофазной складчатостью.

Проявление всех описанных механизмов дислокаций сопровождается образованием как пликативных, так и дизъюнктивных форм. Последние образуются не только в результате раскалывания геологических тел при их изгиба, превышающих пределы прочности, но и при практически недеформированных пликативно пластов за счет резкости проявления тектонических импульсов. Хорошо известны разрывные смещения в пачках четвертичных ленточных глин и суглинков в их естественных обнажениях на крутых береговых обрывах.

Таким образом, деформации геологических тел являются многофакторным процессом, обусловленным напряжениями, возникающими как в результате внутреннего развития планеты, так и ее перемещения в космическом пространстве в условиях гравитационного поля.

А.А. Степашко¹

К проблеме суперплюма Ларсона: динамика спрединга и пульсы платобазальтового магматизма Тихого океана

Одной из наиболее важных и плодотворных в современной геотектонике является гипотеза Тихоокеанского суперплюма [5], внедрение которого в середине мела вызвало резкое усиление генерации океанической коры в интервале 120–80 млн лет, образование крупнейших плато западнотихоокеанской провинции и, предположительно, явилось главным событием в планетарной истории за последние 150 млн лет. Практически сразу же основные следствия внедрения Тихоокеанского суперплюма были поставлены под сомнение, исходя из модельных оценок и косвенных соображений. Современные данные не подтверждают и

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

плюмовой природы крупнейшей провинции меловых вулканических плато в западной части Тихого океана. Их образование, как показало специальное изучение (Ingle, Coffin, 2004 г.), по всей видимости, связано с масштабным плавлением верхней мантии на небольших глубинах при декомпрессии. Близкий вывод о природе внутриплитного вулканизма следует и из особенностей образования меловых подводных гор западной Пацифики [1, 2]. Прямым опровержением гипотезы среднемелового суперплюма стало обнаружение (Parsons, 1982 г.; Rowley, 2002 г.) линейной зависимости между возрастом и скоростью генерации океанической коры (area/age vs. age distribution), которая указывает на постоянство скорости генерации в планетарном масштабе за последние 180 млн лет. Прямой расчет скорости спрединга с использованием уточненной палеомагнитной шкалы и на основе современных карт изохрон океанической коры показал, что скорость спрединга для Мирового океана в целом составляет $25,9 \pm 3,3$ мм/год и за последние 150 млн лет изменилась незначительно [3]. Как результат, возникли серьезные сомнения в существовании стадии быстрого спрединга в середине мела, а суперплюм Ларсона утратил свое значение в качестве планетарного события.

Решающее значение для проверки гипотезы существования суперплюма имеет характер эволюции в Северо-Тихоокеанском центре тройного сочленения плит Фараллон–Пацифик–Изанаги (Кула), реконструкции которого за последние 140 млн лет посвящена наша работа. Результаты анализа опираются на усредненные оценки скорости спрединга для интервала 140–0 млн лет [4]. Они проверены и дополнены: 1) для периода спокойного магнитного поля (118–84 млн лет) данными о динамике образования подводных гор Западной Пацифики [1]; 2) детальными расчетами вариаций скорости спрединга на границе Пацифик–Фараллон в интервале 65–15 млн лет. Совместное использование трех независимых источников позволяет уверенно реконструировать кривую изменения скорости тихоокеанского спрединга (рисунок) за последние 140 млн лет.

Скорость спрединга в Индийском, Атлантическом и Антарктическом океанах с конца юры находилась на уровне 20 мм/год и изменялась очень слабо [3]. Для Тихого океана этот уровень был минимальным, а скорость тихоокеанского спрединга порой превышала его в 5 и более раз (см. рисунок). Вариации скорости имеют закономерный характер, причем наблюдаются не просто отдельные всплески ее значений на общем монотонном фоне, но стадии систематического ускорения сменяются столь же закономерными стадиями замедления спрединга. До минимальных значений скорость тихоокеанского спрединга опускалась на рубежах: 140 млн лет, 120 млн лет, 65 млн лет и 15 млн лет назад. Максимальных значений она достигала 130 млн лет, 87 млн лет и 42 млн лет назад. Вариации скорости тихоокеанского спрединга, очевидно, имеют циклический характер. Кроме обнаруженных, следует предполагать существование еще одного цикла в интервале 180–140 млн лет, когда началась генерация коры современного Тихого океана, а затем Индийского

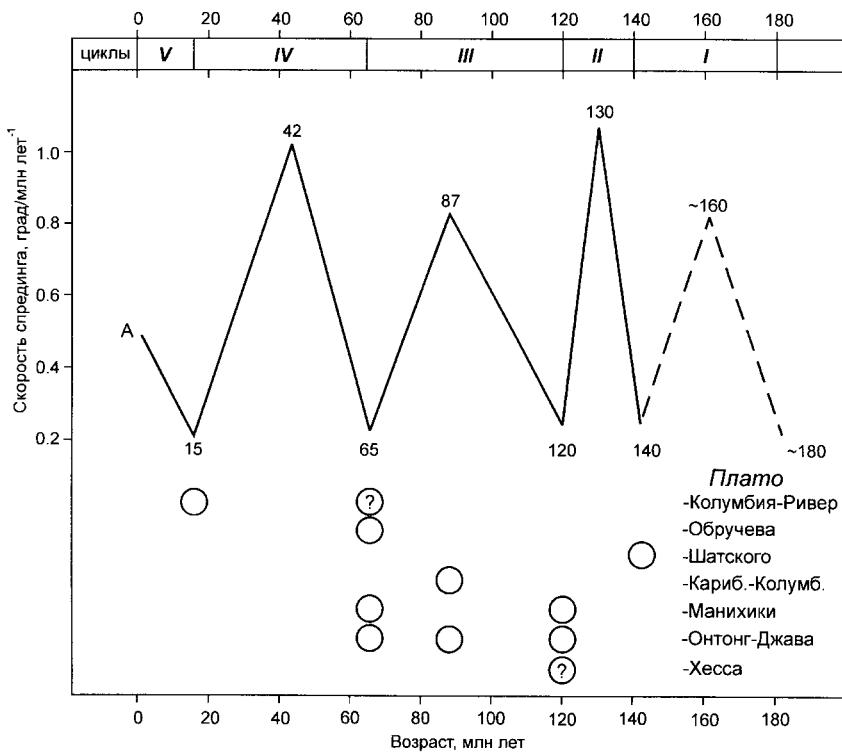


Рисунок. Циклы спрединга и импульсы формирования океанических плато Тихого океана

Кругами обозначен возраст эпизодов платобазальтового вулканизма

и Атлантического океанов в период 165–160 млн лет назад, возможно, синхронно с первым максимумом тихоокеанского спрединга. С кульминациями циклов связаны главные тектонические перестройки в эволюции основных плит Тихого океана: 132–129 млн лет – отмирание плиты Магеллана, 87–88 млн лет – отмирание плиты Ибанаги – рождение плиты Кула, 42–43 млн лет – излом Гавайско-Императорского хребта.

Вторым основанием гипотезы среднемелового суперплюма Ларсона [5], наряду с вариациями скорости спрединга, являлась история океанических плато, прежде всего – Тихоокеанских. Проведенные позднее исследования значительно детализируют абсолютный возраст и динамику платобазальтового магматизма. В истории Западно-Тихоокеанской провинции (плато Онтонг Джава, Манихики и др.) выделяются три импульса магматической активности: 120–122 млн лет, 90–88 млн лет и 70–65 млн лет (Ito, Clift, 1998 г.; Kerr, White, Saunders, 2000 г.). Они синхронны началу, кульминации и окончанию периода формирования расположенных в Западной Пацифике подводных гор [1]. В восточной части Тихого

океана образование Карибско-Колумбийского вулканического плато также связано с коротким взрывом активности в интервале 90–87 млн лет (Kerr et al., 1998 г.). Наиболее молодой платобазальтовый вулканализм на востоке Тихого океана (провинция Колумбия Ривер, США) имел место в интервале 17–14 млн лет с кульминацией внедрения 16 млн лет назад (Geist, Richards, 1993 г.). Возможно, что первый импульс магматизма здесь произошел еще 70–65 млн лет назад (Johnston, Thorkelson, 2000 г.; Murphy et al., 1998 г.). На северо-западе Тихого океана доминирующую роль играют вулканические поднятия Шатского и Хесса. Образование первого связано с рубежом 140 млн лет (Левин и др., 2000 г.; Nakanishi et al., 1999 г.). Толеиты плато Хесса перекрываются отложениями верхнего альба, и магматизм здесь наиболее вероятно приурочен к рубежу 120 млн лет (Удинцев и др., 1984 г.; Хайн, 2001 г.). На крайнем северо-западе расположено вулканическое поднятие Обручева, минимальный изотопный возраст толеитов которого датируется $61,9 \pm 5$ млн лет (Тарарин, Карп, 2000 г.). Океанические плато, как сейчас очевидно, формировались в течение кратковременных вспышек магматической активности (см. рисунок). Для Тихого океана выделяется пять импульсов, приуроченных к рубежам: 15, 65, 87–90, 120, 140 млн лет, которые синхронны переломам кривой вариаций скорости спрединга. Образование вулканических плато происходило преимущественно при минимальных скоростях спрединга, так как все они отмечены импульсами магматизма.

Обнаруженная цикличность отражает закономерности деформаций океанической литосферы, а именно: периодическую смену сжатия и растяжения Тихоокеанской плиты. Стадии ускорения на кривой цикличности (см. рисунок) отвечают растяжению, а стадии замедления связаны с относительным сжатием океанической коры. Главные тектонические реорганизации происходят при максимальном растяжении океанической литосферы. С периодами максимального сжатия, точнее с моментами смены сжатия растяжением, преимущественно связаны импульсы образования океанических плато. Видимо, самые благоприятные условия для генерации и внедрения вулканических расплавов создаются при смене режимов деформаций литосферы и неизбежных при этом новообразованиях и регенерации ослабленных зон. В циклы деформаций вовлекается, естественно, и верхняя часть океанической мантии. Поэтому скорости сейсмических волн в коре и верхней мантии восточной части Тихого океана (Непрочнов и др., 1984 г.) изменяются синхронно и в обратной зависимости от скорости спрединга.

Результаты исследования тихоокеанского спрединга определенно не подтверждают гипотезу среднемелового суперплюма Ларсона [5]. Никаких признаков его внедрения в середине мела не отмечается ни в вариациях скорости тихоокеанского спрединга, ни в динамике образования вулканических плато. Вместе с тем, результаты исследования убеждают в том, что вариации тихоокеанского спрединга являются гораздо более закономерными, чем принято считать в настоящее время. Дальнейшее

изучение обнаруженной цикличности, и, прежде всего, определение синхронности–асинхронности спрединга в разных частях Мирового океана открывает перспективный путь к пониманию пульсаций планетарного поля напряжений за последние 180 млн лет.

Литература

1. Степашко А.А. Происхождение подводных гор Западной Пацифики и особенности динамики Тихоокеанской плиты в меловое время // Океанология. 2006. № 3. С. 442–448.
2. Степашко А.А. Особенности меловой динамики Тихоокеанской плиты и этапы магматической активности на северо-востоке Азии // Геотектоника. 2006. № 3. С. 70–82.
3. Cogne J.-P., Humler E. Temporal variation of oceanic spreading and crustal production rates during the last 180 My // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 227. P. 427–439.
4. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic plates in the Pacific basin // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, N 12. P. 10291–10310.
5. Larson R.L. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1991. V. 19. P. 547–550.

Г.А. Стогний¹, В.В. Стогний²

Структура и тектоническая эволюция восточной части Северо-Азиатского кратона

Северо-Азиатский кратон является благоприятным объектом изучения раннедокембрийской земной коры, которая в его восточной части обнаружена на Анабарском и Алдано-Становом щитах, а также Кухтуйском, Юрьевском и Верхнемайском блоках Охотского срединного массива. Понятие «Северо-Азиатский кратон» было введено Ю.А. Косягиным с соавторами [1] как структуры, включающей кристаллический фундамент Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области и сформированной 1,6–1,7 млрд лет тому назад, при этом восточная граница кратона отождествлялась с краевым швом, заложенным на востоке Колымо-Омолонского срединного массива, а южная – с Южно-Алданским краевым швом, разделяющим Алданский щит и Становой складчаторий пояс.

Анализу границ Северо-Азиатского кратона посвящены работы [2, 3]. Восточная часть Северо-Азиатского кратона нами рассматривается в объеме кристаллической коры восточной части Сибирской платформы и Верхояно-Колымской орогенной области, границы последней соответствуют Верхоянскому максимуму рельефа [4] и не захватывают Колымо-Омолонский микроконтинент. При районировании кристаллического фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона в системе архейских кратонов и разновозрастных подвижных поясов на основе комплексной геолого-геофизической информации использованы критерии

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск, Россия

² Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия

отражения данных структур в геофизических полях [4]. С учетом этого структура кристаллического фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона представляется в виде Олекминского, Оленёкского, Накынского, Сунтар-Хаятинского и условно выделенного Северо-Верхоянского архейских кратонов, разделённых Алданским, Западно-Анабарским, Анабаро-Ленским и Байкало-Вилойским протерозойскими подвижными поясами (рисунок).

Тектоническое развитие восточной части Северо-Азиатского кратона рассматривается исходя из положения, что изучаемый регион в архее представлял собой единый континент, блоковую делимость литосферы и формирование подвижных поясов которого определили процессы, синхронные с распадом и зарождением суперконтинентов Пангеи-0, Пангеи-1 и Родинии, а стиль формирования подвижных поясов в протерозое и фанерозое зависел преимущественно от теплового состояния литосферы и ее реологических свойств. В истории преобразования раннедокембрийской земной коры восточной части Северо-Азиатского кратона можно выделить четыре главных тектонических этапа: раннепротерозойский, позднепротерозойский, среднепалеозойский и мезозойский.

Сформированная в раннеархейский этап земная кора гранит-зеленокаменного типа на конец позднего архея представляла собой единый Якутский протократон, характерным элементом которого была система субмеридиональных зеленокаменных поясов. Тектонотипом для юго-восточной части Северо-Азиатского кратона служит Алдано-Становой щит. Южные фланги Олекминского и Батомгского архейских кратонов детально изучены в контурах одноименных гранит-зеленокаменных областей, а южная часть раннепротерозойского Алданского пояса – в пределах Алданской гранулит-гнейсовой области. Тектонотипом для северо-восточной части Сибирской платформы является Анабарский щит.

В раннепротерозойский этап синхронный с распадом Пангеи-0 (около 2,1 млрд лет по: J. Persival [5]), в пределах Якутского протократона была заложена ортогональная система разломов-рифтов. Наиболее тектонически активным в раннем протерозое из них являлся Анабаро-Тыркандинский разлом, в зоне которого был сформирован Анабаро-Алданский гранулитовый подвижный пояс, разделенный в дальнейшем на Западно-Анабарский и Алданский пояса. Интенсивные в данный период сжимающие горизонтальные напряжения на уровне промежуточного слоя земной коры способствовали выдвижению чешуй малоглубинных гранулитов. Так, Алданский раннепротерозойский подвижный пояс представляет собой веерообразную структуру надвиговых чешуй и пластин вертикальной мощностью до 8 км, расходящихся от оси Тыркандинского разлома [4]. Пояс сложен раннедокембрийскими вулканогенно-терригенными отложениями, метаморфизованными в условиях малоглубинной гранулитовой фации. Возраст пород чугинской, амеди-чинской, курумканской, фёдоровской, сеймской, кюриканской толщ оценивается в 2,3–1,9 млрд лет [6].

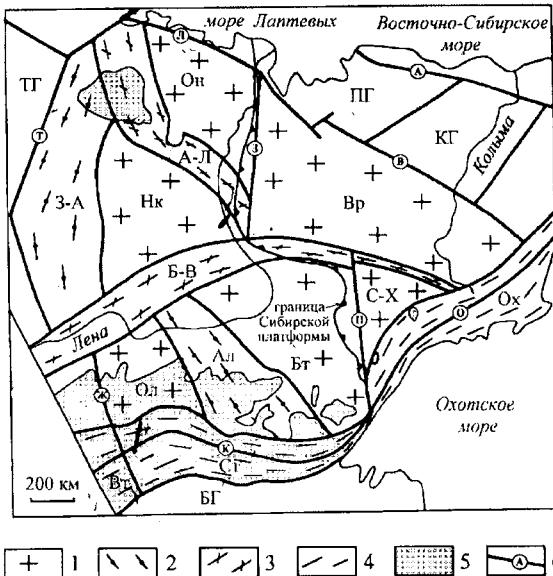


Рисунок. Архейские кратоны и подвижные пояса в структуре кристаллического фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона

1 – кратоны (Бт – Батомгский, Вр – Северо-Верхоянский, Он – Оленёвский, Ол – Олекминский, Нк – Накынский, С-Х – Сунтар-Хаятинский); 2–4 – подвижные пояса: 2 – раннепротерозойские (Ал – Алданский, З-А – Западно-Анабарский); 3 – позднепротерозойские (А-Л – Алдано-Ленский, Б-В – Байкало-Вилойский), 4 – фанерозойские (Вт – Витимский, Ох – Охотский, Ст – Становой); 5 – области развития раннедокембрийских метаморфических пород; 6 – тектонические линеаменты (А – Анюйский, В – Восточно-Верхоянский, Ж – Жуинский, З – Западно-Верхоянский, К – Каларо-Чогарский, Л – Лаптевоморский, О – Охотоморский, П – Присеттедабанский, Т – Тунгусский). Геоблоки: БГ – Буреинский, КГ – Колымский, ПГ – Приморский, ТГ – Тунгусский

Данный этап характеризуется становлением континентальной коры гранулит-гнейсового типа и знаменуется возникновением на рубеже 1,9–1,8 млрд лет Якутского протократона-1, вошедшего в супеконтинент Пангея-1, распад которой (около 1 млрд лет) способствовал образованию трехлучевой системы рифтов с центром в районе современной Вилойской впадины, послуживших в дальнейшем зонами интерференции архейских кратонов с образованием Анабаро-Ленского и Байкало-Вилойского подвижных поясов. Механизм их формирования подобен механизму формирования Алданского подвижного пояса, но в связи с общим остывлением литосферы изменилось ее реологическое состояние и при этом мобильными стали более глубинные (вплоть до уровня нижней коры) горизонты.

Анабаро-Ленский позднепротерозойский подвижный пояс включает Центральный и Восточный блоки Анабарского щита. МонхоАлинская тектоническая зона Анабарского щита в нашей интерпретации является

его южным флангом, Билляхская тектоническая зона делит пояс на два сегмента, а Малокуонамская тектоническая зона, полностью перекрытая осадочным чехлом, ограничивает с севера. Далдынский сегмент пояса сложен архейскими гранулитами далдынской и анабарской серий, а Хапчанский сегмент – гранулитами анабарской и хапчанской серий. Исходя из рассчитанной модели Анабаро-Ленский подвижный пояс представляет собой в поперечном разрезе V-образную структуру, мощность которой не превышает 15 км, при этом Билляхская зона тектонических нарушений является структурообразующей.

Байкало-Вилюйский позднепротерозойский пояс обычно выделяется по субширотной зоне пониженных значений магнитного поля, а за его восточное ограничение принимается Вилюйская впадина. Нами его контуры обосновываются по зоне линейных гравитационных максимумов, наиболее интенсивными среди которых являются Сунтарский и Томпонский, и с учетом этого продолжены под терригенно-карбонатными отложениями Верхояно-Колымской орогенной области. Раннедокембрийские породы пояса вскрыты Сунтарской опорной скважиной под нижнеюрскими отложениями на глубине 368 м. Байкало-Вилюйский подвижный пояс разделил Якутский протократон на северную и южную части. В кинематическом отношении Байкало-Вилюйский подвижный пояс имел сдвиговый характер, обеспечивший смещение Алдано-Станового сегмента в восточном направлении на расстояние, кратное длине (около 500 км) между Западно-Верхоянским и Присеттедабанским разломами. Это привело к обособлению Северо-Верхоянского кратона и восточного сегмента Батомгского кратона в виде Сунтар-Хаятинского кратона. Данный этап соответствует становлению структуры Северо-Азиатского кратона, контуры которого, по: [3], определились с распадом протерозойского суперконтинента Родиния. В фанерозое активными были лишь окраины Северо-Азиатского кратона. На его юго-восточной окраине в мезозое была сформирована транспрессионная структура Станового подвижного пояса, земная кора которого является политипной и включает фрагменты гранит-зеленокаменного и гранулит-гнейсового типов.

На примере раннепротерозойского Алданского и мезозойского Станового подвижных поясов Алдано-Станового щита можно проследить направленность формирования раннедокембрийской земной коры, характер изменения ее реологического состояния и стиля тектонических процессов. Тектонические чешуи, выведенные с разных глубинных уровней, на поверхности распределяются чаще всего симметрично структурообразующему разлому в зоне раздвига и формируют подвижный пояс. Различия в формационном составе, степени метаморфизма и структурных особенностях подвижных поясов отражают реологические особенности литосферы в раннем протерозое и фанерозое. Так, для раннепротерозойского Алданского пояса характерны высокотемпературные гранулиты умеренных давлений, а для мезозой-кайнозойского Станового пояса – высокобарические гранулиты, габбро-анортозиты и анортозиты.

Литература

1. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берzin Н.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: СО АН СССР, 1964. 125 с.
2. Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В. Северо-Азиатский кратон и Сибирская платформа: современная структура // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 3–15.
3. Парфёнов Л.М., Берzin Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
4. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005. 174 с.
5. Percival J.A. XXXII Geol. Congress: Abstr. 2004. P. 284–19.
6. Котов А.В. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Дис. в форме науч. докл. ... д-ра геол.-минерал наук. СПб, 2003. 78 с.

А.К. Сулейманов¹, Н.Г. Заможняя¹, Н.И. Павленкова²

Комплексные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ по участку опорного профиля 1-ЕВ Петрозаводск–Москва

Профиль 1-ЕВ является частью системы опорных сейсмических профилей, созданной в России Министерством природных ресурсов. Он пересекает несколько рифтовых и коллизионных зон Балтийского щита и Русской платформы. На 1000 км части этого профиля (между Петрозаводском и Москвой) впервые проведены комбинированные исследования методами общей глубинной точки (ОГТ), основанном на регистрации близвертикальных отражений, и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), регистрирующего преломленные и закритические отраженные волны. Методика этих наблюдений была разработана в «Спецгеофизике» [2]. Использовалась одна и та же регистрирующая аппаратура, что позволило объективно сравнить особенности полей разных типов волн. Ранее материалы ОГТ и ГСЗ сопоставлялись по результатам работ на профилях, выполненных в разные годы и на разной аппаратуре [1]. Представленные ниже данные ОГТ обрабатывались в системе PROMAX, материалы ГСЗ – методом математического моделирования.

Оба метода дают разные изображения земной коры. ГСЗ представляет кору как горизонтально слоистую среду и границу М как границу, генерирующую наиболее стабильные и интенсивные отражения. Эти отражения многофазовые с разными кажущимися скоростями, т. е. они характеризуют зону перехода от коры к мантии как сложнослоистую зону. При данных работах благодаря густой системе наблюдений в волновых полях ГСЗ, кроме традиционных преломленных волн в коре и верхах мантии, а также отражений от границы М, зарегистрированы волны с

¹ «Спецгеофизика», ВНИИГеофизика МПР, Москва, Россия

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

аномально высокими скоростями, – диффрагированные волны, и отражения от круто наклоненных границ.

На разрезах ОГТ четко выражена мелкая неоднородность среды, ее гетерогенность. Это – новая важная характеристика земной коры, вошедшая в практику сейсмических исследований именно при развитии метода ОГТ. В результате сейсмические разрезы ОГТ совсем по-другому характеризуют структуру земной коры по сравнению с ГСЗ. Она описывает ее не по сейсмическим скоростям, а по числу и свойству отдельных отражающих элементов, по характеру их распределения в среде, по тонкой горизонтальной и вертикальной неоднородности среды. На разрезах ОГТ отмечаются «мутные» и «прозрачные» пачки. По смене гетерогенности выделяются основные сейсмические границы, они могут быть круто наклоненными, в то время как для ГСЗ доступны, в основном, судгоризонтальные границы. В результате оба метода дополняют друг друга, позволяют взглянуть на структуру коры с разных сторон, определить природу тех или иных деталей ее строения.

На разрезе ОГТ по профилю 1-ЕВ просматривается горизонтальная расслоенность, проявляющаяся в смене степени гетерогенности с глубиной, но наиболее выразительными являются отражения от наклонных границ. Граница М не прослеживается непрерывно, иногда она представлена четким отражением, но обычно – это граница смены гетерогенной нижней коры на прозрачную верхнюю мантию. На некоторых участках вообще невозможно выделить эту границу. В то же время в нижней коре на глубине 30 км часто прослеживается субгоризонтальные границы с характеристиками, типичными для границы М.

На разрезе ГСЗ граница М прослежена непрерывно вдоль всего профиля. Скорость вдоль нее меняется от нормальной 8,1–8,2 км/с в центральной части профиля (Русская плита) до аномально высокой 8,4 км/с в северо-западной его части (Балтийский щит). В коре и в верхах мантии выделены наклонные площадки, соответствующие зонам нарушений. Скоростной разрез в верхней коре спокойный, но существенно неоднородный в ее низах: мощность слоя со скоростями более 7,4 км/с меняется вдоль профиля от 0 до 20 км.

Несмотря на разный характер построенных разрезов, оба метода (ОГТ и ГСЗ) выявили общую слоисто-блочную структуру земной коры и верхней мантии. Блоки различаются мощностью коры, которая меняется от 40 до 50 км, сейсмическими скоростями в нижней коре и верхней мантии, числом сейсмических границ и их формой. Разделены блоки обычно разломами листрической формы. Некоторые блоки по строению похожи на палеорифты и орогены. Например, четко очерчивается Петрозаводский блок, с двух сторон ограниченный листрическими разломами, погружающимися к его центру. Нижняя кора отличается здесь аномально высокими скоростями (до 7,4 км/с), а мощность коры несколько сокращена. Нужно отметить, что такое же строение земной коры наблюдается в Днепровско-Донецком палеорифте [4]. Другой блок (Устюг-Кализинский) тоже огра-

ничен листрическими разломами, но скорости в нижней коре нормальные (6,8–7,2 км/с), а мощность коры увеличивается. Такая кора типична для орогенных поясов. Структура верхней мантии в Устюг-Кализинском блоке характеризует его как глубокую шовную зону, в которой два пересекающихся разлома уходят на глубину до 70–75 км. Этот блок является, по-видимому, частью Центрально-Русской коллизионной зоны, разделяющей главные структурные элементы Восточно-Европейской платформы, Фенноскандский и Волго-Уральский [3].

Слоистость земной коры проявляется в закономерном изменении сейсмических скоростей с глубиной, а также в наличии на разрезах ОГТ достаточно протяженных (100–200 км) субгоризонтальных границ. Природа этих границ разная. В нижней коре они связаны со сменой скоростей, т. е. могут отражать смену состава пород и их метаморфизма. В верхней и средней коре это, в основном, физические границы, соответствующие смене механических свойств среды (степени трещиноватости, расслоенности, флюидонасыщенности) [1]. Изменение этих свойств связано с ростом давления и температуры с глубиной, с горизонтальными подвижками отдельных ее блоков.

Таким образом, комбинированные исследования методами ГСЗ и ОГТ позволили выявлять новые важные детали глубинного строения коры и верхней мантии и лучше понять природу их сейсмической неоднородности. Методы дополняют друг друга. По данным ОГТ наилучшими образом выделяются наклонные границы, очерчивающие зоны глубинных нарушений, и изучается глубинное строение известных по геологическим данным приповерхностных структур. По данным ГСЗ можно получить сведения о скоростной модели коры и отдельных ее блоков, непрерывно проследить подошву земной коры, границу М, определить изменчивость скоростей вдоль этой границы и выявить структуру верхов мантии.

Литература

1. Берzin Р.Г., Павленкова Н.И. Сопоставление данных методов отраженных и преломленных волн по профилю Кемь–Ухта // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Феноискандинавского щита: профиль Кемь–Ухта. Петрозаводск: КНЦ РАН и МПР, 2001. С. 64–77.
2. Сулейманов А.К. Сравнительная эффективность вибрационной и взрывной сейсморазведки при глубинных исследованиях // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 4–7.
3. Bogdanova S.V. Segments of the East European Craton // EUROPROBE in Jablonna 1991. D.G. Gee, M. Beckholmen (Eds). European Science Foundation - Polish Academy of Sciences, 1993. P. 33–38.
4. The DOBREfraction'99 Working Group. «DOBREfraction'99» – velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine) // Tectonophysics. 2003. V. 371. P. 81–110.

Место левосдвиговых деформаций в структурной эволюции складчатых комплексов Ольхонского региона (Западное Прибайкалье)

Формирование Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) связывается [1] со столкновением в раннем палеозое островной дуги и террейна, имеющего в основании кору континентального типа, и последующим столкновением этого сложного террейна с фундаментом Сибирской платформы. При этом метаморфические комплексы террейна испытали ряд последовательных деформаций, следы которых зафиксированы в складчатых структурах региона. Наиболее полно складчатые структуры описаны в работах [2, 3]. На основании этих исследований было выделено три структурно-складчатых парагенезиса: покровный, купольный и сдвиговый. Формирование покровного парагенезиса связывается с надвиганием островодужных комплексов на континентальное основание террейна. Образование купольных структур связывается с ремобилизацией древнего континентального основания террейна в результате повторного погружения его на глубину. Завершающий этап деформации характеризуется формированием сдвиговых структур. В результате последнего этапа все тело Ольхонского террейна было разбито на большое количество сдвиговых пластин, разделенных бластомилонитовыми швами. Сдвиговые структуры деформируют все ранее образованные складки.

Сдвиговый парагенезис сформировался в результате двух последовательных эпизодов деформаций. Для раннего эпизода характерны крупные тесно сжатые складки с субвертикальными шарнирами и субвертикальными осевыми поверхностями. Складчатые формы второго эпизода характеризуются также субвертикальными шарнирами и осевыми плоскостями, однако складки этого этапа очень крупные (размах крыльев таких структур нередко исчисляется километрами), иногда сильно сжатые, иногда открытые, формируют в плане Z- и S-образные сигмоиды. По данным В.С. Федоровского [3], структурный рисунок Ольхонского региона обнаруживает генеральный правый сдвиг, однако в полосе, примыкающей к краю Сибирской платформы (Чернорудской зоне), обнаружены структуры, форма которых свидетельствует об обратном направлении деформаций. Одной из крупнейших таких структур является складка в районе пос. Кучелга. Это крупная складка с субвертикальным шарниром и осевой поверхностью. Складка имеет размах крыльев (от шарнира до шарнира) около 0,5 км и амплитуду около 1,5 км. Складка отчетливо асимметрична, осевая плоскость ориентирована под острым углом к простианию линейных комплексов ольхонской серии, морфология и ориентировка складки свидетельствуют о том, что ее формирование происходило под воздействием левосдвиговых деформаций. Подобные структуры обнаруже-

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

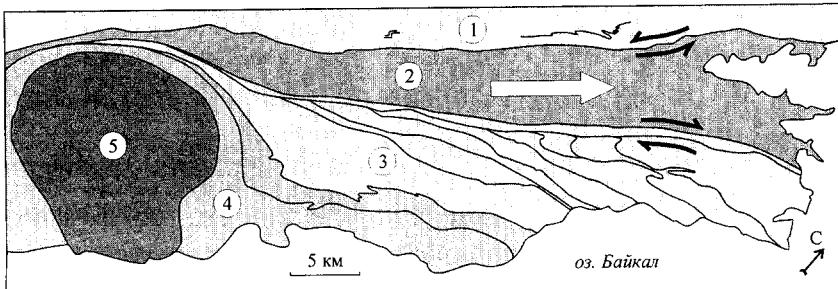


Рисунок. Схема строения Ольхонского террейна

1 – Чернорудская зона; 2, 3 – зона Анга-Сатюрты: 2 – блок с линейным строением, 3 – блок с купольным строением; 4 – комплекс Орсо и Правоанганская зона; 5 – Бирхинский массив. Большая стрелка – направление перемещения вещества в линейной зоне, маленькие – направления деформаций на ее краях

ны и на других участках Чернорудской зоны. Возникает вопрос о месте левосдвиговых деформаций в структурной истории региона.

В результате исследований, проведенных автором совместно с В.С. Федоровским, установлено, что крупная складка в районе пос. Кучелга деформирует породы Чернорудской зоны, а также бластомилониты и ультрабластомилониты, формирование которых связывается с первым эпизодом сдвигового структурного парагенезиса; следовательно левосдвиговые деформации были проявлены позднее. В целом, размеры складки и ориентировка ее структурных элементов подходят под описание структур второго эпизода. Вопрос состоит в объяснении механизма, приведшего к формированию одновременно сдвиговых структур разной направленности.

Одним из возможных вариантов объяснения может быть перемещение тектонических блоков с разной скоростью. В данном случае – перемещение линейного блока зоны Анга-Сатюрты на северо-восток (в современных координатах) относительно краевой Чернорудской зоны, с одной стороны, и второго блока зоны Анга-Сатюрты, характеризующегося купольной внутренней структурой – с другой (рисунок). При таком движении возможно формирование левосдвиговых структур на одном борту движущегося блока и одновременно – правосдвиговых на другом, что мы и наблюдаем в пределах Ольхонского комплекса: в Чернорудской зоне обнаруживаются левосдвиговые рисунки, в то время как в купольной – правосдвиговые. Соседние с движущимся блоки при этом могут оставаться на месте или двигаться в том же направлении, но с меньшей скоростью. Возможно, движущей силой такого процесса является крупный Бирхинский массив, именно вследствие его механического воздействия могло возникнуть направленное движение вещества из зоны максимального сжатия, возникшей между массивом и краевой частью фундамента Сибирской платформы. Вероятно, что линейная структура движущегося

блока, отличающая ее от сходной по составу купольной зоны, возникает именно на этом этапе деформаций. Таким образом, левосдвиговые деформации в Чернорудской зоне также могут быть отнесены к последнему эпизоду сдвигового структурного парагенезиса.

Литература

1. Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.
2. Доброжинецкая Л.Ф. и др. Покровные и сдвиговые пластические деформации метаморфического комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье // Геотектоника. 1992. № 2. С. 58–71.
3. Федоровский В.С. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.

В.Т. Съедин¹, Ю.И. Мельниченко¹

Разломы глубоководных котловин Филиппинского моря

Филиппинское море (ФМ) – один из самых интересных фрагментов зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Геологами предложены самые разнообразные варианты его происхождения. Наиболее удачной считается модель задугового спрединга Д. Карига (1975 г.). После завершения основного этапа работ по глубоководному бурению (80-е годы прошлого века) интерес к ФМ в значительной мере ослаб, что, на наш взгляд, не совсем оправдано. Все еще остается много нерешенных вопросов, особенно относительно эволюции западной части моря.

Критический анализ материалов бурения и данных драгирования, полученных в конце 80-х и начале 90-х годов в экспедициях ДВО РАН, позволяет по-новому взглянуть на вопросы происхождения и эволюции основных структур и в целом впадины ФМ. Были получены принципиально новые данные о геологическом строении хребта Кюсю-Палау, а также новые материалы по другим структурам ФМ. В частности, существование крупных эскарпов и разломных зон в глубоководных котловинах со сдвиговыми перемещениями блоков коры вдоль них свидетельствует о таффротической деструкции земной коры в кайнозое. В Филиппинском море нами выделяются четыре типа основных морфоструктур: 1 – глубоководные котловины, 2 – крупные изометричные глыбовые поднятия (плато и хребты), 3 – линейные поднятия (хребты), 4 – протяженные линейные зоны тектонически расчлененного рельефа (разломы).

Первые три типа основных морфоструктур выделялись давно. Протяженные линейные зоны тектонически расчлененного рельефа (разломы) также известны давно, но впервые выделяются нами как отдельный тип основных морфоструктур ФМ. Это особые (уникальные) структуры для окраинных морей Востока Азии – они известны только в Филиппин-

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

ском море. Эти структуры располагаются в абиссальной части моря, имеют различное простиранье, характеризуются различными размерами (до первых тысяч километров) и в различной степени выражены в рельефе дна. Протяженные линейные зоны тектонически расчлененного рельефа глубоководных котловин, на наш взгляд, являются фрагментами регматической сети разломов Земли. Мы полагаем, что этот тип структур можно рассматривать как один из индикаторов происхождения и эволюции впадины Филиппинского моря. К морфоструктурам этого типа относятся Центральный, Широтный и Южный разломы, Окинава-Лусонская разломная зона, а также разлом Яп. При этом большая часть этих структур, за исключением разлома Яп, находится в Западно-Филиппинской котловине.

Центральный разлом – наиболее известная из структур этого типа в ФМ. Он располагается в Западно-Филиппинской котловине, имеет северо-западное простиранье и протягивается по диагонали котловины, как бы разделяя ее на северную и южную части. Центральный разлом впервые выделен Г. Хессом (1948 г.) в виде глыбового хребта тектонического происхождения, который в виде невысокого (1500–2000 м) линейного свода протягивается с юго-востока на северо-запад. Его осевая часть выражена прерывистой цепью локальных впадин с крутыми бортами, представляющими, как считается, фрагменты рифтовой долины. Их ромбовидная форма свидетельствует о существовании продольных сдвиговых дислокаций в зоне разлома. Вместе с тем, структурный рисунок рельефа дна в зоне разлома показывает наличие сдвиговых дислокаций северо-восточного направления, поперечных основному простираннию свода. Некоторые исследователи относят их к заключительному эпизоду последней фазы спрединга, проявившегося в зоне разлома.

Широтный разлом выделен нами в южной части Западно-Филиппинской котловины. Он протягивается в широтном направлении примерно вдоль 13° с. ш. и довольно уверенно выделяется по морфологическим элементам на склоне островной Филиппинской дуги и по цепи переуглубленных локальных впадин на дне котловины. Он прослежен нами в широтном направлении на 900 км от вершины трога, разделяющего подводные склоны о-вов Лусон и Самар (Филиппинский архипелаг), до сочленения на востоке с Центральным разломом и хребтом Кюсю-Палау. На изученном нами локальном участке разлом представлен рифтовой долиной извилистых очертаний шириной 2–7 км, вытянутой по направлению СВ 45°. Крутье (до 10°) северо-западные склоны повторяют сложные очертания глыбовых гор, образующих борта долины. Относительная глубина долины достигает 1000 м при общей глубине 6650 м. Помимо генерального направления, наблюдаются линеаменты с направлением СЗ 330°. В целом морфология разлома на изученном участке во многом повторяет локальные впадины разлома Центральный.

Южный разлом выделен нами на основании анализа альтиметрической карты У. Смита и Д. Сандвела (1997 г.). Он расположен в самой

южной (наимеее изученной) части Западно-Филиппинской котловины и протягивается в широтном направлении вдоль 7°с.ш. в виде хорошо выраженной на карте тектонической зоны.

Окинава-Лусонская разломная зона, согласно А.С. Сваричевскому (1992, 2003 гг.), располагается в самой западной части Западно-Филиппинской котловины. Она протягивается в северо-восточном направлении от о-ва Лусон до о-ва Окинава. По мнению выделяющих ее геологов, она состоит из элементов рельефа, типичных для тектонической зоны, и является западным ограничением Центрального разлома Филиппинского моря.

Разлом Яп (Паресе-Вела) еще одна известная из структур этого типа в ФМ. Он располагается в котловине Паресе-Вела и протягивается в меридиональном направлении практически вдоль 140° в.д., как бы разделяя котловину на западную и восточную части. Разлом Яп, как и Центральный разлом, впервые выделен Г. Хессом (1948 г.), который называл его геоантиклиналью. Зона разлома Яп как бы продолжает на север хребет и желоб Яп. Разлом Яп, аналогично Центральному разлому, представляет собой невысокий (1500–2000 м) линейный свод, который протягивается с юга на север. Его осевая часть выражена прерывистой цепью глубоких локальных впадин ромбовидной формы с крутыми бортами, слегка вытянутых в северо-восточном направлении. Глубина впадин достигает 7200 м (впадина Айпод). Их ромбовидная форма свидетельствует о существовании продольных сдвиговых дислокаций в зоне разлома. Большая часть геологов рассматривает эти впадины как фрагменты единой рифтовой долины, а некоторые специалисты рассматривают структуру разлома Яп как ось правостороннего сдвига. В целом морфология разлома Яп во многом повторяет структуру разломов Центральный и Широтный, расположенных в Западно-Филиппинской котловине. Морфологическое единство разломов подтверждается и сходным геологическим строением этих структур. В их пределах были разбурены (скв. 291, 293) и драгированы базальты, которые относятся к примитивным толеитам абиссалей океана, а также породы офиолитового комплекса и эдафогенные брекчи базальтов. Геохимические характеристики базальтов и пород офиолитового комплекса, характерные для рифтовых зон океана, свидетельствуют об исходно рифтовой природе разломов. Эдафогенные брекчи базальтов, поднятые в скв. 291 и драгированные в зоне всех разломов, указывают на активные тектонические процессы, происходившие в зонах разломов уже после формирования базальтов.

Таким образом, развитие протяженных линейных зон тектонических нарушений составляет важный момент в истории эволюции впадины Филиппинского моря. При рассмотрении вопроса ее происхождения им уделялось незаслуженно мало внимания. Исключение составляет Центральный разлом, которому отводится основная роль в эволюции бассейна. Многие исследователи рассматривали ее как реликтовый центр симметричного спрединга, разбитый поперечными трансформными разломами

на сегменты. При этом остается непонятной роль других протяженных разломных зон (Широтный и Южный разломы и Окинава-Лусонская зона), одновременно развивающихся в эоцене. Их функционирование как центра спрединга маловероятно для этой стадии развития Западно-Филиппинской котловины. В этом случае для котловины необходимо признать наличие нескольких разноориентированных подобных центров.

С этих позиций необходимо обратить внимание на согласованность (конформность) этого типа морфоструктур морской впадины с сетью линейных трансструктурных тектонических зон (линеаментов) ее обрамления. Разломы впадины как бы «встроены» в жесткую систему разломов Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан и закономерно согласуются с его общей тектонической картиной. Разломные зоны, конформные с направлением Центрального разлома, продолжаются по его простирианию в сторону Тихого океана (трог Сорол) и Азиатского континента. Широтный разлом по простирианию совпадает с системой сквозного линеамента 15° , который Р.Г. Кулинич (1994 г.) выделяет в Южно-Китайском море и далее протягивает на континент. Окинава-Лусонская зона разломов входит в систему линеамента, который через Филиппинские острова продолжается в структуре трога Палаван, и, в то же время, вписывается в так называемую Срединную Тектоническую Линию Японии, которая проходит параллельно континентальной окраине и тянется до Камчатки. Известная система Япономорского линеамента, которую многие исследователи продолжают в пределы Австралийского материка, в Филиппинском море представлена разломами (рифтовая долина Яп) и линейными поднятиями дна.

Таким образом, можно сделать вывод, что разломы Филиппинского моря встраиваются в систему сквозных континент–океан трансструктурных линеаментов, входящих в состав регматической сети разломов Земли и представляют ее фрагменты. Такое соотношение разломов Филиппинского моря с его обрамлением не позволяет перемещать блок Западно-Филиппинской котловины на значительные расстояния и, тем более, вращать его. Они составляют жесткий тектонический каркас, который контролировал формирование впадины Филиппинского моря. При этом Западно-Филиппинская котловина на протяжении мезозойско-кайнозойской эволюции имела строго фиксированное положение и развивалась как реликтовая часть плиты Тихого океана, отгороженная от него разломами. В кайнозое плита подверглась тафrogenной деструкции под влиянием мощнейших сдвиговых деформаций. Периодическая активизация разломов сопровождалась в кайнозое сдвигами и оседаниями крупных глыб земной коры. Процесс одностороннего задугового спрединга можно предполагать лишь для наиболее южной, еще неизученной части котловины. Восточная часть Филиппинского моря развивалась в пределах Япономорского линеамента, где в позднем кайнозое имели место процессы рифтогенеза.

Фенноскандинавский щит в геологической истории Земли

Древний Фенноскандинавский щит отличается от других тем, что он хорошо изучен и отражает главные этапы эволюции литосферы Земли от архея до нынешних дней. В последнее время датированы изотопными методами основные геологические рубежи и значительные успехи сделаны в изучении палеомагнитных ориентировок в докембрийских дайках, что позволяет уверенно проследить геологическое развитие и перемещение щита в течение последних 3 млрд лет [9].

Палеархей (3600–3200 млн лет), мезоархей (3200–2800 млн лет) и неоархей (2800–2500 млн лет). Все временные рубежи даются по: [8]. Архейские образования встречаются только в СВ части щита в СЗ полосе шириной до 700 км, которая прослеживается от Белого моря до побережья Норвежского моря [7,9,10]. Крупнейшей и наиболее стабильной структурой архея является Карельский кратон (КК), вытянутый в направлении СЗ 325° более 600 км, при ширине на юге 360 км, а на СЗ – 220 км, на примере которого рассматривается архейский этап развития щита. В строении кратона преобладают гранитогнейсовые и диоритогнейсовые поля. Их пересекают узкие зеленокаменные пояса (ЗКП), состоящие из относительно слабо метаморфизованных средних, кислых, основных и ультраосновных вулканитов, песчаников, железистых кварцитов, кварцитов и конгломератов. На контакте с Беломорским складчатым поясом (БСП), который примыкает с СВ к кратону, ЗКП часто параллельны контакту [2].

По возрасту ЗКП делятся на две группы: более древние (3,0–2,9 млрд лет) окруждают Водлозерское поднятие в ЮВ части кратона, а все остальные ЗКП имеют возраст $2,8 \pm 0,05$ лет. Большинство гранитоидов сектут супракrustальные породы ЗКП, их возраст 2,75–2,60 млрд лет, и только небольшая группа гранитов имеет более древний возраст, от 3,5 до 2,8 млрд лет [9]. О более широком развитии древних гранитов свидетельствуют находки дегритовых магматических зерен циркона в песчаниках и конгломератах ЗКП [3].

В период 2,8–2,7 млрд лет архейские образования повсюду были подвергнуты значительной аккреции и складчатости ребольской орогении, что привело к увеличению мощности земной коры региона и внедрению тел гранитов и диоритов. БСП и КК претерпели в архее различное структурно-метаморфическое развитие. В БСП образование СЗ и широтных складок протекало при высокой пластичности пород и метаморфизме до условий гранулитовой фации высоких давлений [1]. Сокращение попечерных размеров пояса, состоящего из мигматизированных амфиболитов и гнейсов, в направлении север–юг могло достигать 50 % и более. В КК метаморфизм не превышал условий эпидот-амфиболитовой фации, ранние меридиональные складки часто осложнены разломами, наложенные

¹ Горный институт Таллиннского технического университета, Таллинн, Эстония

С3 структуры несколько осложняют строение ЗКП, а широтные складки проявлены только в зоне сочленения с БСП [5].

Архейский складчатый фундамент КК перекрыт с крупным структурным несогласием палеопротерозойским осадочно-вулканогенным чехлом мощностью до 2,5 км, который сохранился в ядрах синклинальных складок по периферии кратона и в его восточной половине [2,5]. В БСП интрузивы раннего протерозоя распространены широко, а супракrustальный чехол отсутствует. Только в Ханкусьярвской синклинали ятуийские песчаники ложатся прямо на кору выветривания беломорских мигматитов.

На Кольском полуострове и в Финской Лапландии гранулито-гнейсовая земная кора континентального типа образовалась в архее 3,1–2,6 млрд лет, а в Карелии и в районе нынешнего Баренцева моря – 3,7–3,2 млрд лет назад. Строение крупных структурных зон сохранилось до настоящего времени, большие изменения охватили только рифтогенные зоны и ареалы плюмовой активизации [4]. Общее утолщение земной коры в конце архея вызвало поднятие щита, интенсивное выветривание и эрозию. В это время континент Балтика находился за Северным полярным кругом [9].

Палеопротерозой (2500–1600 млн лет). В 2,5–2,4 млрд лет назад рифтогенные процессы охватили всю архейскую часть щита. В рифтовую долину между КК и БСП внедрились кислые сумийские вулканиты и граниты нуорууненского типа, а затем в ослабленные зоны (глубинные разломы) – расслоенные перидотит-габбро-норитовые массивы (в КК) и тела лерцолитов-габброноритов (в БСП). Внедрение крупнейших тел в БСП связано с образованием пластического сдвига при веерообразном опрокидывании широтных складок [5]. Коры выветривания на расслоенных массивах перекрыли потоки андезитовых лав, на которых отложились сариолийские конгломераты. На ЮВ окраине щита, в рифте Ветреного Пояса, около 2,41 млрд лет назад формировался покров коматитовых базальтов, мощностью в несколько километров. Континент Балтика дрейфовал к экватору и оставался близ экватора в течение почти 1,5 млрд лет [9].

Впервые около 2,2 млрд лет назад, в ходе трансгрессии в начале ятуilia, большая часть Фенноскандинавского щита была покрыта теплым морем и началось отложение песчанисто-карбонатной толщи со строматолитами. Осадконакопление сопровождалось в основании КК базальтовым вулканизмом и дайками диабазов, а в БСП – телами коронитовых габбро, с возрастом 2,12 млрд лет. Этот режим сохранился в людиковии, когда появились богатые углеродом шунгитовые сланцы.

Новая активизация рифтогенных процессов вызвала образование на западе КК 1,95 млрд лет назад континентального рифта с офиолитами Йормуа. Мелкие тела аналогичных ультраосновных пород встречаются вдоль всей С3 границы кратона. Затем геологическая активность переместилась к ЮЗ окраине щита.

Образование вулканических дуг Свекофеннской складчатой области (ССО) началось 1,93–1,92 млрд лет назад, а основная фаза свекофенской коллизии пришла на время 1,87–1,88 млрд лет. Образовались вы-

сокие горы, эродирована по расчетам толща в 15 км, а мощность коры и сейчас составляет 65 км [9]. Коллизия, субдукция и складчатость с метаморфизмом до гранулитовой фации охватили ССО, а отраженные процессы затронули весь щит. БСП был повторно деформирован, метаморфизован, прижат и надвинут на вулканиты Ветреного Пояса и на КК. Вдоль западной и СЗ границ образовался сдвиговый дуплекс, а палеопротерозойский чехол был деформирован в СЗ складки. Они часто имеют ковшообразную форму, их северные части сжаты и опрокинуты на ЮЗ, а южные – широкие и открытые [5]. Общее сокращение размеров в направлении ЮЗ-СВ могла достигать 30–35 % (настолько на СЗ кратон уже). Коллизия вызвала плавление нижней коры и внедрение батолитов посторогенных гранитов рапакиви с возрастом 1,65–1,54 млрд лет [9]. Последовал новый период интенсивной эрозии.

Мезопротерозой (1600–1000 млн лет). В режиме общего поднятия происходила интенсивная эрозия Свекофенских гор. Геологическая и особенно разрывная активность переместилась к краевым зонам щита, к авлакогенам, в которых заложились крупнейшие элементы современного рельефа, моря и крупнейшие озера. Внедрение даек мафических даек закончилось 1,1–1,0 млрд лет назад. Щит начал движение к югу и к концу периода был уже около 30° ю.ш. [9].

Неопротерозой (1000–542 млн лет). Отражением распада суперконтинента Родиния являются начало терригенного осадконакопления и морская трансгрессия в краевых частях щита, который находился у Южного полярного круга около 600 млн лет назад. Происходило внедрение кимберлитов района Куопио в Финляндии [9].

Палеозой (542–251 млн лет). В кембрии продолжалось отложение песчано-глинистых осадков; их в ордовике и силуре когда Балтика приближалась снова к экватору, на ЮВ щита сменили карбонатные отложения. На склоне океана Япetus на смену карбонатным отложениям быстро поступили песчанистые осадки с вулканогенными горизонтами. В ходе каледонского орогенеза 400 млн лет назад эти образования были надвинуты на докембрий щита. Образовались коллизионные Скандинавские горы [6].

Мезозой (251–65,5 млн лет) и кайнозой (65,5–0 млн лет). В мезозое активные зоны на западе связаны с началом открытия Атлантики, щит сам стал медленно перемещаться на СВ. Регулярно чередующиеся оледенения всего щита и связанные с этим погружение под тяжестью льда и поднятие при таянии характеризуют кайнозой.

Заключение. Геологическая история щита тесно связана с дрейфом континента Балтики, который начался уже в архее, и сменой режимов сжатия и растяжения. Сжатие приводит к увеличению мощности земной коры и активизации эрозионных процессов, режим растяжения – к утончению литосферы и сопровождается с трансгрессией моря.

Литература

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии: геология и петрология. Л.: Наука, 1990. 245 с.

2. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Ред. Н.В.Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.
3. Кожевников В.Н. и др. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т.14, № 3. С.19–40.
4. Строение литосферы Российской части Баренц-региона. Петрозаводск: РАН, 2005. 318 с.
5. Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб:Наука, 1991. 176 с.
6. Сыстра Ю.Й. Кaledонский коллизионный ороген Скандинавии: история становления // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М: ГЕОС, 2006. С.277–280. (Материалы XXXIV Ntnnjybx/ cjdto/\$ N 2)/
7. Koistinen T., Stephens M. B. et al. Geological Map of the Fennoscandian Shield. 1:2 000 000. 2001. Geol. Surveys of Finland, Norway and Sweden, Dept. NR Russia.
8. IUGS ICS Geological Time Scale 2004 (www.stratigraphy.org).
9. Lehtinen M., Nurmi P.A., Rämö O.T. (Eds.). The Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam: Elsevier B.V. 736 p.
10. Sigmund, Ellen M.O. Geological Map, Land and Sea Areas of Northern Europe. 2002. Scale 1:4 million. Geological Survey of Norway.

Ю.И. Тверитинов¹, Т.Ю. Тверитинова²

Геодинамика земных перестроек

Выполнен пространственно-статистический анализ складчатых структур Байкальского региона, юга Западной Сибири, Дальнего Востока и Средней Азии по методике, разработанной одним из автором [1]. Обработано около 30 тыс. замеров элементов залегания складок, составлено более 5 тыс. диаграмм. Пространственно-статистический анализ обнаруживает во всех складчатых областях действие процесса тектонических перестроек, выражющегося в закономерной смене планов деформаций – их поворачивания в направлении против часовой стрелки со средней угловой скоростью $0,3^\circ$ в млн лет.

Типично перестройки проявляются в полициклических областях мозаичного строения в структурах с режимом дифференциальных преимущественно восходящих движений большой амплитуды. На уровне мегаструктур механизм перестроек действует скрыто, в структурах низшего ранга фиксируются его последовательные стадии. Процесс перестроек коррелируется с аналогичным вращением палеомеридианов и генетически связан с изменениями в положении оси вращения Земли, вызывающими нарушение ее ротационного режима. Обнаруживается причинно-следственная связь между вращением поля напряжений и тектонической цикличностью. Таким образом раскрывается сущность явления тектонических перестроек как фактора геологической эволюции земной коры.

¹ «Уралсибгео», Иркутск, Россия

² Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

Смена генеральных простираций складчатости в разных регионах от этапа к этапу происходила неизменно в направлении против часовой стрелки. Это дает основание предполагать в качестве движущей силы процесса одностороннее вращение поля тангенциальных напряжений. Факты значительных дисперсий ориентировок и наличие «слабых» промежуточных эпицентров складчатости указывают на то, что смена структурных планов происходит вследствие непрерывной постепенной переориентировки поля напряжений, а не его «мгновенного» перескакивания из одного положения в другое.

Вращательный характер смены плана деформаций находит отражение в необычном расположении складчатых структур. Обращает на себя внимание разительное совпадение простираций складчатости в коррелятных структурах всех изученных областей (таблица). Оно свидетельствует о том, что на соответствующих этапах эти области обладали общностью динамических условий тектогенеза и формирование структурных планов происходило в них под влиянием общего, вероятно, глобального поля тангенциальных напряжений. Этот вывод находит подтверждение в совершенно аналогичной тенденции вращения палеомеридаонов [2].

Сравнительные данные о структурных планах (простирациях складчатости) в ряде тектонических областей Северной Евразии *

Структуры разного возраста консолидации		Юг Восточной Сибири	Горный Алтай	Дальний Восток	Памир, Южный Тянь-Шань
Новейшие		0–10		8	29–24
Альпиды	поздние	46–56	46 (?)	62–46	64–37
	ранние	108–90	90–80	94	90–71
Герциниды	поздние	135	127	125–115	110–92
	ранние	163–144	150	–	–
Каледониды	поздние	215–189	214–193	202–198	–
	ранние	244–234	247–230	–	–
Байкалиды	поздние	288–270	278	–	–
	ранние	346–324	–	–	–
Карелиды	поздние	1–0	–	–	–
	ранние	56	–	–	–

*Векторы простираций – в палео-северо-восточных румбах.

Угловая скорость вращения структурных планов в различных областях и в разное время варьирует в широких пределах: она составляет $0–0,2^\circ$ в 1 млн лет в этапы относительно аномально спокойного тектонического режима и возрастает до $0,5–1,5^\circ$ в эпохи орогенеза. Анализ рас-

пределения деформаций в рамках отдельных тектонических эпох позволяет «увидеть» вращение и «замерить» его скорость. Вместе с тем, средняя скорость поворота структурных планов за длительные промежутки времени, соизмеримые с общей продолжительностью геосинклинально-складчатого развития областей, оказывается всюду равной примерно $0,3^\circ$ в 1 млн лет. Такова же скорость вращения палеомеридианов. Это приводит к выводу, что глобальное поле напряжений вращается с постоянной скоростью, а неравномерность вращения структур определяется, вероятнее всего, региональными факторами – особенностями взаиморасположения гетерогенных структур, режимами их вертикальных движений, пределами «прочности» литосферы и др.

Коренные перестройки структуры, приуроченные к рубежам тектонических циклов, происходят при повороте поля напряжений на 90° . Это положение равно справедливо для докембрия и фанерозоя. Отсюда следует, что важнейшие динамические условия тектогенеза и, по-видимому, темп тектонического развития сохранялись на всем протяжении геологической истории. Сказанное объясняется нередкое идеальное совпадение простираций структур, далеко отстоящих друг от друга по времени формирования, что обычно связывают с явлениями унаследования.

Выявляемые особенности складчатых структур позволяют более конкретно судить о распределении тангенциальных напряжений в пространстве. Процесс складкообразования проявляется неодинаково в структурах с разными режимами развития. В то время как в геоантклинальных зонах периодически формируется складчатость различных простираций (с поворотом против часовой стрелки), в смежных прогибах происходит непрерывное осадконакопление без заметных признаков влияния тангенциальных напряжений. Толщи в них консолидируются в последнюю очередь, при этом складчатые деформации охватывают всю мощность разреза и совершаются обычно в течение одной тектонической эпохи, совпадающей со временем инверсии.

Можно предположить, что подмеченная закономерность отражает некоторую закономерную изменчивость поля напряжений под поднятиями и прогибами. Однако волновое расположение подобных структур указывает на то, что они составляют парагенетически связанную систему и их возникновение обусловлено общей причиной. Отмеченные отличия специфичны для геосинклинального развития; в эпоху общей инверсии тектонического режима те и другие участвуют в совместных дислокациях, напряженность которых определяется факторами иного порядка.

Обнаруживается явная зависимость интенсивности и характера дислокации от величины подъема структур над уровнем моря. Напряженность складчатости возрастает от равнинных территорий к предгорным и горным системам пропорционально увеличению объема (мощности) возвышающихся над уровнем моря горных масс. При высоте подъема 2000–3000 м она достигает экстремальных значений; в приподошвенных частях массивов, испытывающих максимальную нагрузку веса вышележа-

жащих пород, при этом формируются более крутые, нередко опрокинутые складки и образуются субгоризонтальные тектонические срываы; в автохтоне сохраняется преимущественно реликтовая структура. Отсюда связь складчатости с горообразованием может толковаться как связь с воздыманием участков литосферы над уровнем моря, или приблизительно отвечающей ему поверхностью эллипсоида вращения, ниже которой относительная складкообразующая роль тангенциальных напряжений исчезающе мала.

Рассмотренные особенности складчатости – «сквозной» характер, закономерная изменчивость простианий, факты смятия толщ в депрессиях, обрамленных цепями гор, – свидетельствуют о том, что в ее формировании участвуют внешние силы, независимые от расположения тектонических блоков и горных массивов в регионах. На примере структур юга Восточной Сибири показано, что относительно древних систем координат осевые поверхности соответствующих складчатостей запрокидывались всегда на запад (северо-запад). Это прямо указывает на связь складкообразования с ротационным режимом Земли. Таким образом, силы тяжести, создающие радиальные напряжения в земной коре, выступают в качестве непосредственной причины складкообразования, ротация (тангенциальные напряжения) – как фактор, стимулирующий тектонические перестройки и предопределяющий геометрию складчатых систем.

Взаимодействие эндо- и космогенных сил обуславливает непрерывное обновление лика Земли, проявляющегося по-разному на различных уровнях организации вещества. На уровне мегаструктур возникновение подвижных поясов, трансконтинентальных линеаментов, геоконов связаны с ротационно-обусловленной перестройкой фигуры Земли и сопутствующим перераспределением масс в ее глубинных сферах, поэтому проявляются они через посредство эндогенных факторов тектогенеза. Кульминации процесса предшествует этап длительного эволюционного развития, в течение которого намечающаяся перестройка не находит заметного отражения в структуре земной коры. Поэтому затруднительно или практически невозможно зафиксировать промежуточные стадии процесса, и создается впечатление о резкой смене одного глобального структурного плана другим. Складчатые области и структурные подразделения низшего ранга более чувствительны к взаимодействию эндо- и космогенных сил, что объясняется значительной изменчивостью соотношений тех и других на близповерхностных горизонтах земной коры. Следует думать, что пропорционально увеличению массы вышележащих пород и уменьшению скорости вращения геосфер книзу возрастает значение радиальных напряжений, кверху – значение тангенциальных. В промежуточной сфере поверхности идеального эллипсоида вращения Земли те и другие напряжения взаимно уравновешены, и ее, следовательно, можно квалифицировать как поверхность относительного динамического равновесия.

Взаимодействие эндо- и космогенных сил обнаруживает себя в явлениях складкообразования благодаря колебательному характеру движений

земной коры. Процесс складкообразования периодически возобновляется при воздымании участков литосферы над поверхностью равновесия, в связи с чем они оказываются в условиях неравновесного вертикального сжатия и односторонне направленных тангенциальных напряжений.

Согласно полученным данным, эффективное влияние внешних сил, проявляющееся в образовании складчатости общего смятия, ограничивается узкими интервалами геологического времени. Оно ни обнаруживается на докарбоновой стадии, отличающейся господством структур нелинейного типа, достигает максимальной степени проявления в эпохи складчатости и практически прерывается на стадии консолидации структур. Следовательно, в известном смысле – это атрибут определенных этапов в развитии земной коры, для которых специфичны условия высокой пластичности коры и дифференциальных движений большой амплитуды.

Простирации складчатых структур в отдельных тектонических областях закономерно соотносятся с расположением мегаструктур и сети палеомеридианов. Это дает основание считать, что смена структурных планов служит адекватным отражением перестроек на планетарном уровне.

Литература

1. Тверитинов Ю.И. Методические рекомендации по пространственно-статистическому анализу элементов залегания складчатости при составлении обзорных и среднемасштабных тектонических схем. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1981. 32 с.
2. Кравчинский А.Я. Палеомагнетизм и палеогеографическая эволюция континентов. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.

Т.Ю. Тверитинова¹, А.В. Викулин²

Ротационно-упругая тектоника планет

1. Первые вихревые структуры на примере Китая были описаны уже почти 80 лет тому назад [1]. С тех пор накопилось большое количество данных по таким структурам [2, 3], и их число постоянно увеличивается [4–6]. В соответствии с имеющимися материалами, размеры вращающихся (в соответствии с классификацией, предложенной в [4]) структур изменяются в больших пределах: от метров и десятков метров [1, 6] до сотен (альпийские складки Генуя и Дунай, Исландия), тысяч (Восточно-Европейская и Сибирская платформы [5]) и многих тысяч (например, вся Тихоокеанская плита [7]) километров. Примечательно, что в науках о Земле стремительное за последние 10 лет увеличение интереса к проблеме вращательных структур [4, 5] (т.е. переход от «линейки» к «циркулю») происходит на фоне «неуспехов» новой глобальной тектоники [8–10]. Как видим, имеет место очевидный процесс поиска новой тектоники.

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

² Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

нической парадигмы. И в то же время, механизм вращательных движений, «генерирующий» геологические структуры, остается пока не до конца и понятым и разработанным.

2. Накопленные данные указывают на наличие следующих наблюдаемых на поверхности Земли особенностей вращательных движений земной коры [2].

(а) А.В. Пейве (1960 г.) уже почти полвека как отметил, что «каждый блок земной коры обладает как бы *самостоятельной «движущей силой*, заключенной в нем самом».

(б) О.И. Слензак (1972 г.) делает «важный вывод о *самостоятельности крупной вихревой системы* как типа тектонической структуры литосферы, который не может быть создан внешними источниками движения в виде дрейфующих материков или смещений по планетарным разломам». Далее «перекрытие вихревых систем способствует образованию систем меньшего размера, соединяя в новые вихри отрезки больших дуг крупных систем». При этом «непосредственное изучение свидетельствует о формировании вещества», слагающего вихревые системы, «в твердом состоянии на месте и за счет вещества верхней мантии». Что мы и наблюдаем на примере «молодых» растущих микроплит Пасха и Хуан-Фернандес, вихревые структуры которых отчетливо проявляются в различных геофизических полях [11].

(в) А.В. Лукьянов (1999 г.): «если представить себе тектоническое течение в виде векторного поля скоростей (или перемещений) частиц тектоносферы, то самоорганизация приводит это поле к единому сплошному непротиворечивому рисунку», в котором «находят свое место не только неоднородные деформации, но и зоны с *ненулевыми дивергенциями и вихрями*».

(г) В.Н. Жарков (1983 г.) на основании полученных в рамках концепции новой глобальной тектоники данных о движении плит формулирует вывод о том, что «скорости плит коррелируются с величиной среднего полярного расстояния плиты». При этом делается вывод, «что движение литосферы... *увлекает* за счет сил вязкого трения подстилающую ее астеносферу». По сути, к аналогичному выводу приходят авторы работы [10], убедительно показывая, что «*осесимметричная одноячейковая конвекция... является вынужденной*». Другими словами, движение литосферы в соответствии с этими данными, по сути, не зависит от движений в нижележащей астеносфере. Курсив во всех вышеупомянутых цитатах, кроме [11] – авторов.

3. Была построена сейсмотектоническая модель [12], в основе которой были заложены представления о *собственном вращательном моменте* «элементарного» жесткого блока, что позволило интерпретировать волны миграции землетрясений как ротационно-упругие крутильной поляризации солитоны и экситоны. Значение характерной скорости такого ротационно-упругого сейсмотектонического процесса при разме-

рах «элементарных» блоков (очагов сильнейших землетрясений) $r_0 = 100$ км оказалось равным: $c_0 \approx \sqrt{V_r V_s} \approx 1$ см/с, где $V_s \approx 4$ км/с и $V_r = \Omega r_0$ – соответственно скорость поперечных сейсмических волн и центробежная скорость блока размером r_0 ; Ω – угловая скорость вращения планеты.

Анализ данных о скоростях движения плит показал существование двух механизмов, близких движению солитонов и экситонов, как частиц. При размерах плит до нескольких тысяч километров характерная скорость ротационного тектонического процесса составляет $C_0 \approx (1-10)$ см/с. Как видим, $c_0 \approx C_0$. Значения скоростей «быстрых» деформационных тектонических волн лежат в тех же пределах, что и для сейсмотектонических экситонов [13]. Таким образом, тектонический процесс в рамках ротационно-упругой модели имеет своеобразные корпуксуллярно-волновые свойства. Такой «дуализм» позволяет рассматривать блоки и плиты планеты как *взаимосвязанные структуры*. Результатом их взаимодействия являются ротационно-упругие сейсмотектонические солитоны и экситоны, которые в совокупности представляют собою самосогласованное тектоническое поле удовлетворяющее свойствам (а–г). Новая глобальная тектоника в рамках таких представлений, по сути, является «корпуксуллярной» *без учета вращения планеты*, составляющей тектонического процесса.

Ротационно-упругая тектоническая модель [2, 12, 13] допускает существование всего (в соответствии с соответствующими «собственными» решениями задачи для тела с формой и размерами Земли) набора «вихревых» решений (волчков), максимальный масштаб которых совпадает с размерами Земли.

4. В рамках ротационно-упругой модели тектонические и «климат», и «погода» Земли, т.е. и формирование, и генезис зон сжатия и растяжения и разделяющих их узлов сдвига, определяются не столько самим движением блоков и плит, сколько их *взаимодействием* – ротационно-упругими волнами. С помощью таких представлений объясняется геодинамика тектонических перестроек, связанная с направленными изменениями в расположении тектонических областей на поверхности Земли [2]. А именно: во-первых, геометрической выдержанностью процесса смены простираций структур на одну и ту же величину, примерно 90°, во-вторых, тектонической цикличностью, выражющейся ритмично повторяющимся увеличением скорости вращения структурных планов и, в-третьих, корреляцией вращения структурных планов с тенденцией вращения палеомеридианов [13].

Рассмотрение строения границ литосферных плит как зон сдвиговых деформаций в свете ротационно-упругой тектонической концепции привело к формулировке гипотезы о правозакрученном полярном планетарном вихре, объясняющем левостороннее закручивание большинства ли-

тосферных плит [2, 13]. «Следы» такого вихря проявляются, во-первых, в чередовании радиальных субмеридиональных орографически выраженных современных структур сжатия (горно-складчатых систем) и растяжения (рифтовых зон) и, во-вторых, в сочетании с ними незамкнутых кольцевых субширотных структур левого сдвига (согласно: [14], – зоны Тетиического левостороннего кручения, а также подобные ей Циркумарктическая и Циркумантарктическая зоны). Те и другие представляют собой своеобразные рукава гигантского планетарного вихря, существованием которого можно объяснить, почему согласно модели «осесимметричной одноячейковой вынужденной конвекции» [10] литосферные и подлитосферные массы стягиваются к северному полушарию в виде их неравномерного северо-западного смещения (дрейфа) более быстрого в Северном полушарии относительно Южного.

5. Таким образом, основные особенности тектонических перестроек и движений литосферных плит хорошо укладываются в построенную нами ротационно-упругую (по сути, «вихревую») модель, что позволяет использовать ее в качестве основы при построении волновых геотектонических концепций. Поворотные движения блоков и плит, как и вихревые, ротационные и другие структуры, являются «собственными» решениями описанной ротационной задачи. Интенсивность поворотных движений на планетах, как известно [2], прямо пропорциональна величинам их угловых скоростей вращения. Поэтому предложенная ротационно-упругая модель может быть использована для исследования тектонических процессов, протекающих на всех «твёрдотельных» планетах и их спутниках в солнечной системе.

Литература

1. Lee J.S. Some characteristic structural types in Eastern Asia and their bearing upon the problems of continental movements // Geol. Mag. 1928. V. 46. P. 422–430.
2. Вихри в геологических процессах / Ред. А.В. Викулин. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2004. 297 с. http://www.ksnet.ru/ivs/publication/whirlwinds/kniga_2.htm
3. Earthquake Source Asymmetry, Structural Media and Rotation Effects / R. Teisseyre, M. Takeo, E. Majewsky (Eds.). Heidelberg, Germany: Springer, 2006. 582 p.
4. Полетаев А.И. Ротационная тектоника или тектоническое вращение? // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики: Восьмые Горшковские чтения. М.: МГУ. 2006. С. 32–38.
5. Полетаев А.И. Ротационная тектоника земной коры // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 97–100 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
6. Xie Xin-sheng. Discussion on rotational tectonics stress field and genesis of circum-Ordoslandmass fault system // Acta Seism. Sinica. 2004. V. 17, N 4. P. 464–472.
7. Маслов Л.А. Геодинамика литосфера Тихоокеанского подвижного пояса. Хабаровск; Владивосток: Дальнаука, 1996. 200 с.
8. Пущаровский Ю.М. Глобальная тектоника в перспективе // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС. 2005. Т. 2. С. 121–123 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
9. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы / Ред. В.Н. Шолпо. М.: ИФЗ РАН, 2002. 236 с.
10. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: УКД, 2005. 496 с.

11. Геолого-геофизический атлас Тихого океана. М.;СПб: Межправительственная океанографическая комиссия. 2003. 120 с.
12. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КОМСИП ГС РАН, 2003. 150 с. <http://www.kscnet.ru/ivs/public.html>
13. Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. Геологические и геофизические признаки вихревых структур в геологической среде // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 59–77. http://www.kscnet.ru/kraesc/2005/2005_5/ann6_r.html
14. Кэрри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. История догм в науках о Земле. М.: Мир, 1991. 447 с.

Арк. В. Тевелев¹

Эффекты пространственного распределения скоростей плитного взаимодействия в строении и рельфе формирующихся тектонических поясов

Скоростные характеристики зон плитного (блокового) взаимодействия рассматриваются обычно в рамках плоских двухмерных моделей. Схемы мгновенных скоростей плитных ансамблей объясняют в большинстве случаев качественные геологические различия областей быстрого и медленного взаимодействия любой кинематики (конвергентных, дивергентных или сдвиговых). При этом, однако, за рамками остается вопрос о радикальных различиях в тектоническом строении и морфологии регионов, образующихся примерно в одинаковых «плоских» поверхностных кинематических условиях. Связано это с тем, что зоны взаимодействия имеют сложную трехмерную конфигурацию, на разных уровнях скорости взаимодействия меняются как регулярным, так и случайным образом, и, что в тектоническом смысле еще важнее, само взаимодействие при разном вертикальном распределении скоростей реализуется различными механизмами.

Эти различия подчас так велики, что позволяют говорить о *вертикальной асимметрии* тектонических процессов, которая проявляется в том, что процессы одного динамического смысла имеют разное геологическое содержание в зависимости от того, развиваются они *снизу вверх*, или *сверху вниз*. Динамическим фоном такого пространственного контроля является, вероятно, вертикально зависимая структура теплово-го и гравитационного полей Земли [1].

Режимы и механизмы литосферного растяжения. Режим крупномасштабного поперечного (или косого) растяжения реализуется двумя главными механизмами – рифтингом и спредингом. Обычно считается, что рифтинг более характерен для континентальных областей растяжения, а спрединг – для океанских, и что спрединг наследует рифтинг. По современным данным, рифтинг и спрединг могут развиваться как независимые процессы синхронно в одних и тех же областях [2].

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

Специфика рифтинговых и спрединговых механизмов может быть объяснена тем, что развертывание этих процессов происходит в противоположном направлении относительно поверхности Земли. В случае рифтинга амплитуда растяжения *сверху вниз уменьшается*, практически всегда рифтовые системы развиваются за счет внешних, пространственно удаленных от рифта источников деформирования. Отличительной особенностью такого растяжения является образование полуграбенов как основной структурной формы рифтовых бассейнов. Единственный разрыв в бортах грабена получается по той же причине, что и единственный разрыв в листе бумаги, если мы пытаемся его разорвать, растягивая лист за края. Дискретные сбросы при дальнейшем растяжении связываются трансферными разломами, согласующими неоднородности деформирования в отдельных полуграбенах. Получающаяся ассоциация из полуграбенов разной полярности и трансфера между ними настолько часто встречается в рифтовых системах, что может представлять некоторый универсальный стиль структурирования под воздействием корового растяжения, направленного *сверху вниз*.

В случае спрединга действующим механизмом является глубинное вязкое растекание, амплитуда которого *уменьшается снизу вверх*. В некоторых тектонических ситуациях она уменьшается до нуля и даже до отрицательных значений – т.е. область спрединга может перекрываться структурами сжатия. Спрединговые системы по определению активны. Каким бы образом не возникала управляющая процессом тепловая аномалия, она находится внутри спрединговых структур. Основные события спрединговой системы происходят, видимо, в третьем и четвертом литосферных слоях, и их содержанием является латеральное разрастание, дилатация в осевой части хребта. Хрупкие деформации отрыва во втором слое, их магматическая компенсация комплексом питающих даек, прорывы вулканитов на поверхность в осевой части хребта – это только *отражение* вязкого разрастания в нижних слоях, природа которого по-прежнему остается проблемой [3].

Из-за того, что процессы спрединга и рифтинга выражают разные моды одного по динамическому смыслу деформационного процесса, прямого перехода одного режима в другой не существует. Однако распространены случаи пространственного совмещения областей спрединга и рифтинга, причем их эволюционное взаимодействие обычно заканчивается победой спрединга.

Режимы коллизионного взаимодействие. Структурным является, как правило, континентальная субдукция – пододвигание блоков континентальной коры, которое или происходит в какой-нибудь одной мощной зоне, или распределено по множеству менее крупных зон. Коллизионные сооружения крайне разнообразны. По характерным наборам признаков (тектоническому стилю, топографии, площадной геометрии, степени постколлизионных деформаций, строению предгорных прогибов и пр.) они выстраиваются в ряд, крайними членами которого являются со-

оружения Западно-Альпийского (Гималайского) типа, с одной стороны, и Карпатского типа – с другой.

Различия в строении и морфологии коллизионных сооружений могут быть соотнесены с величиной горизонтальных напряжений, передаваемых через коллизионный фронт, и зависеть от соотношения скоростей субдукции и общей конвергенции в системе [4]. Мы полагаем, что кинематика коллизионного фронта контролируется тем обстоятельством, что субдукция происходит в зоне значительной мощности, в которой скорость движения субдуцирующей плиты может меняться с глубиной. Процесс затекания может развиваться сверху вниз, и в этом случае скорость субдукции (затекания) с глубиной уменьшается, а скорость конвергенции оказывается больше общей скорости субдукции. Если процесс развивается снизу вверх, скорость субдукции больше на глубине, и общая скорость субдукции оказывается больше скорости схождения. Эти различия оказываются решающими для стиля деформирования коллодирующих масс.

Если субдукция на коллизионной границе развивается снизу вверх, структурно она реализуется в виде топографически низких гор с относительно небольшой денудацией, с минимальным вовлечением пород кристаллического фундамента в коллизионные структуры, с малой скоростью постколлизионного сокращения, с глубокими орогенными впадинами, с длительной морской седиментацией в них и незначительным коллизионным метаморфизмом. Горизонтальные напряжения сжатия в таких горных поясах невелики, и региональные деформации перекрывающей плиты происходят при горизонтальном растяжении.

Если субдукция на коллизионной границе развивается сверху вниз, структурно она реализуется в виде интенсивно деформированных складчато-надвиговых поясов, выраженных топографически высокими горами с большой величиной эрозии и денудации, с выходами в рельеф пород кристаллического основания, вплоть до среднекоровых комплексов, и затяжной историей континентальной молассовой аккумуляции в сопряженных прогибах. Региональные деформации перекрывающей плиты происходят в условиях горизонтального сжатия.

В большинстве (во всех?) случаях процесс начинается с «медленной» конвергенции и развития распластанных горных сооружений с растяжением в межгорных впадинах. Развитие идет в сторону повышения рельефа и доходит до того момента, когда начинает активно работать встречная субдукция – единственный, на наш взгляд, механизм, позволяющий длительно поддерживать высокий горный рельеф. Именно тогда и начинается перестройка вертикальной структуры скоростей в пододвигающемся блоке, конвергенция становится быстрой, ороген компактируется и перерабатывается в сооружение западноальпийского или гималайского типа.

Режимы субдукционного взаимодействия. Различия главных типов океанских субдукционных зон можно обсуждать в тех же понятиях, что и зон коллизионных, поскольку они отражают единый тип взаимодействия. При этом островодужные системы рассматриваются в качестве ана-

лога коллизионных систем карпатского типа, а бездуговые зоны андского типа сравниваются с Альпийско-Гималайскими структурами.

Активное спрединговое растяжение характеризуют задуговые бассейны многих субдукционных зон. Существующие модели формирования задуговых впадин (и тепловые, и тектонические) не критичны ни к конфигурации тепловых потоков в субдукционной области, ни к скоростным характеристикам процесса [5]. В свою очередь, бездуговые субдукционные области, в которых тыловые бассейны формируются в континентальном форланде, характеризуются коровым сокращением и сжатием. Во многих случаях формированию андской субдукционной архитектуры предшествует этап нормальной дуги с задуговым бассейном растяжения, этап встречной субдукции и схлопывание субдукционной постройки.

То есть, несмотря на все масштабные, реологические и тектонические различия, картина структурной эволюции океанских и континентальных субдукционных зон принципиально одна и та же. В нормальном случае скорость пододвигания увеличивается от зоны контакта вниз. За такой субдукционной зоной развивается область растяжения, внешний край такого бассейна практически непременно будет задираться и накатываться на форланд, с образованием структур встречного пододвигания. Дальнейшая судьба системы будет зависеть от того, свободен ли внешний край задугового бассейна, или он заякорен. Первый случай реализуется при отодвигания в область растяжения; примером этого являются сжатые дуги типа Скоша, Карибской или Банда, которые растягиваются в сторону спрединговых хребтов и включают гипертрофированные задуговые бассейны. При наличии упора встречносубдуктирующие структуры рано или поздно сталкиваются. Распределение скоростей в пододвигающейся плите меняется на противоположное, т.е. скорости увеличиваются снизу вверх и материал начинает нагнетаться в межсубдукционную область. Последняя деформируется, интенсивно поднимается и длительно сохраняет высокий рельеф.

Режимы тектонического сдвигания. Сдвиговые границы обычно моделируются как близковертикальные разрывные плоскости с однородным характером движений в каждом вертикальном сечении. Однако в реальности крупные сдвиговые зоны интегрированы в сложные комплексные блоковые границы, и сценарии развертывания активных процессов растяжения или сжатия отражаются в способах функционирования сдвиговых сегментов блоковых границ [6].

При развертывании сдвигания сверху вниз, т.е. с максимальными скоростями сдвигания в верхней части разрывной поверхности, образуются существенно амагматичные (холодные) сдвиговые зоны с максимальным развитием приповерхностных деформационных структур – всякого рода бассейнов, поднятий, складчато-разрывных блоков, выдавленных покровов и пр. К сдвиговым зонам такого типа принадлежат, в первую очередь, межрифтовые трансферы, часть коллизионных трансферных сдвигов и континентальных трансформ. При развертывания

сдвигания снизу вверх образуются преимущественно глубинные, часто магматические сдвиговые зоны. В первую очередь это трансформы срединно-океанских хребтов. В континентальных условиях – это продольные транскуррентные сдвиги субдукционных областей, с которыми связаны основные объемы гранитоидного магманизма

Важно заметить, что основным трендом развития любых сдвиговых зон является их продольное удлинение, которое сопровождается реальным развитием вдоль сдвиговых структур растяжения. Для сдвигов, образованных при сдвигании *сверху вниз*, основной формой аккомодации продольных растяжений будет развитие пулл-апартовых бассейнов, которые в экстремальных случаях могут покрывать сдвиговую зону целиком, придавая ей облик рифта. Для сдвигов, развивающихся снизу вверх, основной формой аккомодации продольного растяжения будет формирование присдвиговых магматических камер, которые следует рассматривать как глубинные аналоги пулл-апартов.

Литература

1. Тевелев Арк.В. Вертикальная асимметрия тектонических процессов / Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М., ГЕОС, 2005. С. 259–262 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
2. Goodliffe A.M., Taylor B., Martinez F., Hey R.N., Maeda K., Ohno K. Synchronous reorientation of the Woodlark Basin spreading center // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 146. P. 233–242.
3. Davis E.E., Wang K., Thomson R.E., Becker K., Cassidy J.F. An episode of seafloor spreading and associated plate deformation inferred from crustal fluid pressure transients // J. Geophys. Res. 2001. V. 106, N B10. P. 21,953–21,964.
4. Royden L.H. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision // Tectonics. 1993, N 12. P. 629–638.
5. Stern R.J. Subduction zones // Rev. Geophys. 2002. V. 40. P. 10–12.
6. Тевелев А.В. Сдвиговая тектоника. М.: Изд-во МГУ, 2005. 254 с.

Д.Е. Тетерин¹, К. Голь²

Геодинамика континентальных окраин морей Амундсена и Беллингсгаузена

Согласно современным палеотектоническим реконструкциям [6, 7], раскрытие моря Амундсена началось в конце позднего мела 90 млн лет назад в результате развития континентального рифта и отделения поднятия Чатам от Западной Антарктики, с последующей активизацией Тихоокеанско-Антарктического спредингового центра. Собственно формирование континентальной окраины моря Амундсена началось 82 млн лет назад в результате перескока Тихоокеанско-Антарктического спредингового

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

² Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхафен, Германия

центра и отделения плато Кампбелл от Землей Мэри Бэрд. До настоящего времени вопрос о ранней эволюции окраины и ее генетическом типе оставался открытым, так как интерпретация только магнитных данных без учета всей имеющейся геолого-геофизической информации (которая имелаась в минимальном объеме ввиду труднодоступности этого региона), не позволяет однозначно определить модель ее развития.

Рассматриваемые в докладе детали тектонического строения отражают влияние геодинамических процессов, характерных скорее для пассивных моделей переходных зон [3]. На плотностных моделях для гравиметрических профилей, пройденных вкрест континентального склона, выделяются блоки с характерной для континентальной коры плотностью $2,7 \text{ г}/\text{см}^3$, отделяемые от океанической коры переходной зоной; поверхность Мохо полого (около 15°) погружается с $14\text{--}15 \text{ км}$ до 2526 км в направлении от океана к континенту. В пользу модели, согласно которой окраина развивалась как палеорифтовая с момента зарождения и до настоящего времени, свидетельствует также относительно небольшой градиент континентального склона около $3\text{--}5^\circ$, большие глубины океанического ложа ($4\text{--}5 \text{ км}$), наличие обширного (150 км), и мощного осадочного бассейна ($3\text{--}4 \text{ км}$).

Результаты палеотектонических реконструкций по магнитным данным показывают, что последовательное развитие окраины было осложнено двумя крупными тектоническими событиями. Первое связано с перемещениями крупного сегмента литосферы между разломами Тарп и Антиподес на южном фланге Тихоокеанско-Антарктического центра спрединга – микроплиты Беллингсгаузен в интервале между $79\text{--}61 \text{ млн лет}$. Отчасти, это подтверждается выделяемым на плотностной модели разломом континентального фундамента, связанным с Гравитационной Аномалией Павлина, который можно интерпретировать как палеограницу плиты Беллингсгаузен. Второе, – это возникновение подводной вулканической провинции Мэри Бэрд, в пределах акватории моря Амундсена. Наиболее вероятная причина этого события связана с выдвижением на север континентальной вулканической провинции Земли Мэри Бэрд, возникшей в результате активности мантийного плома около 30 млн лет назад. В пользу такого сценария свидетельствуют выявленные на плотностном разрезе гравиметрического профиля, пройденного между шельфом Земли Мэри Бэрд и подводными горами Мэри Бэрд, линзообразные тела с характерной для базальтов плотностью $2,63 \text{ г}/\text{см}^3$.

Из современных палеотектонических реконструкций следует [6, 7, 9], что, начиная с раннего палеоценена, окраина моря Беллингсгаузена развивается как пассивная после прекращения процесса субдукции плиты Феникс под Антарктическую плиту по мере приближения Антарктик-Феникс спредингового центра (хребет Алук) к Антарктическому полуострову. В пользу такого сценария развития окраины свидетельствуют ориентация и возраст магнитных аномалий, большой градиент континентального склона вдоль окраины Антарктического полуострова (до 13° , незначительная ширина (около $20\text{--}30 \text{ км}$) и мощность осадочного бассейна ($2\text{--}3 \text{ км}$).

Анализ аномальных высот геоида, плотностных моделей и линейных магнитных аномалий позволяет предположить, что процесс завершения субдукции протекал неравномерно в две стадии. На первой стадии между 61–50 млн лет назад спрединговый хребет Алук под острым углом, приближаясь к активной окраине, затягивался погружающейся плитой и какое-то время спрединг продолжался, что приводило к разрушению слеба вдоль центра спрединга и формированию «slab-window». Такое развитие событий наблюдается в настоящее время при столкновении хребтов Кула-Фараллон и Восточно-Тихоокеанского с активной окраиной Северной Америки, а также Антарктик–Наска спредингового центра с Чилийским желобом. Идея формирования в этом районе «slab-window», которая основывалась на анализе магнитных аномалий и химическом составе щелочных базальтов о-ва Александра I, также выскакивалась [8, 9]. На следующей стадии между 50–10 млн лет назад происходит резкое изменение режима пододвигания и спрединговый центр, приближаясь практически субпараллельно активной окраине, заклинивал процесс субдукции. Спрединговый хребет при этом останавливается в непосредственной близости от глубоководного желоба, это подтверждается выделенными на сейсмических профилях, пройденных вкрест северо-восточной части переходной зоны, остатками палеожелоба и палеоаккреционной призмы, а также тектонической дислокацией кровли океанического фундамента, возможно, связанной с оставшимися после изостатического выравнивания сегментами хребта Алук. Такая смена режимов пододвигания может быть связана с резким замедлением скорости спрединга хребта Алук на рубеже примерно 50 млн лет назад от 8 см/год до 1,6 см/год после приближения отрезков Восточно-Тихоокеанского спредингового центра к оси хребта Алук.

По особенностям тектонического строения заметно выделяется область в районе о-ва Петра I. По результатам детальных исследований [1–5], в пределах этой области выделен активный глубинный разлом, простирающейся на север в направлении подводных гор Де Жерлаша и на юг в направлении гор Джонса на Земле Элсуорта. Предполагается [5, 6], что в конце мела – начале палеогена вдоль линии разлома проходила граница, сначала между плитами Антарктической и Феникс, далее между плитами Беллинсгаузен и Феникс. С учетом вышеизложенного участок окраины в районе острова Петра I можно рассматривать как переходную зону между континентальными окраинами различных генетических типов – палеорифтовой окраины моря Амундсена и палеосубдукционной – моря Беллинсгаузена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-65007.

Литература

1. Удинцев Г.Б., Герзонде Р., Тетерин Д.Е., Шенк Г.В. и др. О геологии острова Петра 1 и вероятной динамике развития Западной Антарктики в море Беллинсгаузена // Тихоокеан. геол. 2002. Т. 21, № 6. С. 31–45.

2. Удинцев Г.Б., Герzonde Р., Тетерин Д.Е. и др. Остров Петра 1, Тихий Океан, Западная Антарктика // Докл. РАН. 2002. Т. 386, № 7. С. 254–260.
3. Тетерин Д.Е., Голь К. Новые данные глубинного строения континентальных окраин морей Беллинсгаузена и Амундсена: Тез. докл. XVI Междунар. науч. шк. по морской геологии. Москва, 14–18 ноября 2005 г. С. 182.
4. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. М.: ГЕОС, 2004. 132 с.
5. Gohl K., Nitsche F. and Miller H. Seismic and Gravity data reveal Tertiary interplate subduction in Bellingshausen Sea, southeast Pacific // Geology. 1997. V. 25. P. 371–374.
6. Eagles G., Gohl K., Larter R. // Geochem. Geophys. Geosyst. An electronic j. Earth Sci. 2004. V. 5, N 7. P. 1–21.
7. Larter D.L., Cunningham A.P., Barker P.F., Gohl K., Nitsche F.O. Tectonic evolution of the Pacific margin of Antarctica 1. Late Cretaceous tectonic reconstructions // J. Geophys. Res. V. 107, N B12. P. 2345.
8. Hole M.J., Rogers G., Saunders A.D., Storey M. Relation between alkalic volcanism and slab-windows formation // Geology. V. 19. P. 657–660.
9. McCarron J., Larter R. Late Cretaceous to early Tertiary subduction history of the Antarctic Peninsula // J. Geol. Soc. London, 1998. V. 155. P. 255–268.

Н.И. Тимонин¹

Печорская плита и ее место среди эпипозднепротерозойских плит мира

В мире насчитывается около десятка плит, в которых консолидация фундамента завершилась в промежутке времени 650–550 млн лет назад, т.е. в конце рифея и в венде в результате кадомских, панафриканских, бразильских орогенических движений. Такие плиты имеются на всех континентах мира, где они занимают разное положение относительно ядер древней консолидации. На Европейском континенте такие плиты наращивают так называемые внешние углы Восточно-Европейской платформы (это – Печорская, Среднеевропейская, Мизийская, Туранская плиты), что дало возможность В.С.Журавлеву [3] выделить их в особый ряд структур, названных им **экзогональными впадинами**.

В Южном поясе континентов известны наиболее крупные плиты из аналогичных – Сахарская и Аравийская, осложняющие краевые части древней Африкано-Аравийской платформы. Такое же положение по отношению к древней платформе занимает Араваллийская плита, расположенная на краю Индостанской платформы.

Особое место занимают относительно небольшие участки коры, завершившие свое развитие в позднепротерозойское время и позже захваченные движениями более молодого возраста. Это так называемые *срединные массивы в молодых складчатых областях*: Уват-Хантыманский в варисцидах Восточного Зауралья; Лутский и Апулийский массивы в Средиземноморских альпах.

¹ Институт геологии (ИГ) Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Здесь нами рассматриваются некоторые из эпипозднепротерозойских (эпирифейских) плит, наиболее характерных для данного вида структур, а именно: *Сахарская, Аравийская, Мизийская и Среднеевропейская* в сравнении с *Печорской* плитой.

Формационный анализ отложений, накопившихся в течение платформенного этапа развития эпирифейских плит, позволил выявить особенности и основные различия в их фанерозойской истории [8,9]. На плитах с фундаментом, консолидированным в результате байкальского (кадомского, панафриканского) орогенеза платформенный чехол обычно формируется с кембрия (чаще – с позднего кембрия). По зафиксированным стратиграфическим несогласиям в платформенном чехле плит можно выделить ряд структурных ярусов, достаточно синхронно развивающихся на различных плитах (рисунок). По нашим представлениям, для рассматриваемых плит более или менее выдержаными являются следующие ярусы:

- кембрийско- (позднекембрийско-) раннедевонский;
- среднедевонско-турнейский;
- визейско-раннепермский;
- позднепермско-триасовый;
- юрско-раннемеловой;
- позднемеловой–палеогеновый (палеоген-неогеновый).

В платформенном чехле рассматриваемых эпирифейских плит отмечены несогласия (см. рисунок): на границе ордовика и силура (Сахарская и Мизийская плиты); силура – раннего девона (Аравийская, Среднеевропейская плиты); в раннем карбоне, обычно на границе турне и визе (Мизийская, Сахарская, Печорская плиты); в ранней перми, ранней юре (на всех рассматриваемых плитах, причем в Сахарской, Мизийской и Печорской плитах на последнем стратиграфическом рубеже отмечены угловые несогласия, что связано с активными проявлениями на этих плитах раннекиммерийского тектогенеза).

Стратиграфическая полнота и мощности осадков, слагающих тот или иной структурный ярус в отдельных плитах, безусловно, различаются. При этом более полными и мощными являются структурные ярусы, сформированные синхронно с наиболее активным периодом развития соседней подвижной зоны. Для Печорской плиты это ордовикско-нижнедевонский структурный ярус, отвечающий начальному, наиболее активному, периоду развития Палеоуральского океана и связанному с этим временем периоду активного прогибания Приуральского перикратонного прогиба. Самые верхние структурные ярусы Печорской плиты, начиная с триасового и особенно юрско-мелового времени, наоборот, редуцированы в пределах континентальной части плиты имеют очень небольшие мощности, что нельзя сказать об акваториальной части плиты, примыкающей к интенсивно погружающейся части Баренцевоморского шельфа.

На определенной стадии развития эпирифейской плиты в ее теле образуется зона растяжения, перерастающая в рифогенную зону (авлакоген) – удлиненную, ограниченную длительно развивающимися разлома-

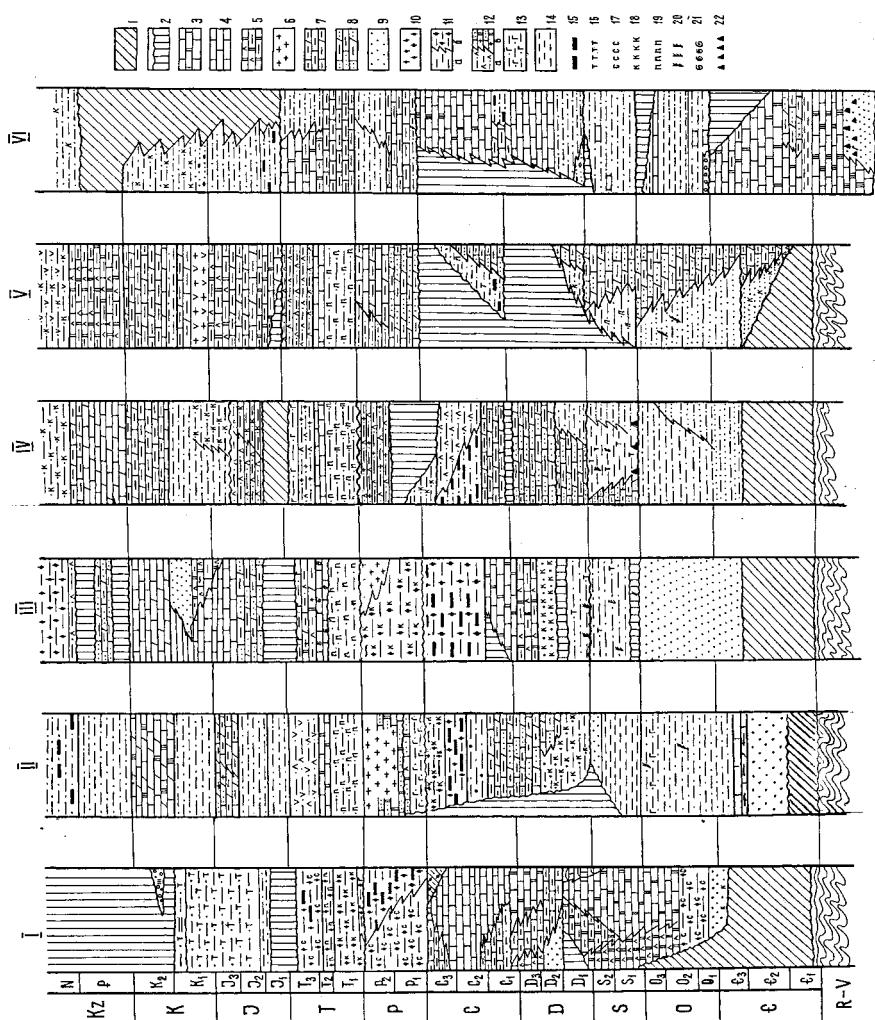


Рисунок. Схема распределения формаций в фанерозойском чехле эпипозднепротерозойских плит (Составил Н.И.Тимонин с использованием данных: А.С.Алшархана, Е.Бончева, В.А.Буша, С.Г.Кендалла, П.Кента, Ф.Кинга, Л.Г.Кирюхина, Ли-Сы-Гуана, Д.И.Панова, В.П.Поникарова, М.Сандулеску)

Плиты: I – Печорская, II – Среднеевропейская, III – Мизийская, IV – Сахарская, V – Аравийская, VI – Южно-Китайская. 1 – отсутствие отложений; 2 – Перерывы в осадконакоплении; 3–14 – формации: 3 – карбонатная (известняково-доломитовая), 4 – известняковая, 5 – сульфатно-доломитовая, 6 – галогенная (эвапоритовая), 7 – глинисто-карбонатная, 8 – терригенно-карбонатная, 9 – терригенная олигомиктовая, 10 – терригенная полимиктовая, 11 – песчано-глинистая (а – олигомиктовых, б – полимиктовых пкссчаников), 12 – сульфатно-терригенная (а) и галогенно-терригенная (б), 13 – вулканогенно-терригенная, 14 – гниистая; 15–22 – дополнительные признаки формаций: 15 – угленосность, 16 – темноцветность, 17 – сероцветность, 18 – красноцветность, 19 – пестроцветность, 20 – граптолиты, 21 – ракушняки, 22 – тилиты

ми грабенообразную депрессию с высокими скоростями и градиентами погружения. Авлакогены являются единственным типом платформенных прогибов, подверженных инверсии, в результате чего на месте прогнутой структуры возникает пологое валообразное сооружение. Чаще всего авлакогены раскрываются в соседнюю подвижную океаническую зону (геосинклиналь). Заложение авлакогенов обычно происходит на ранних этапах развития плиты, когда ее фундамент еще обладает довольно высокой подвижностью. Примеры подобных структур известны во всех рассматриваемых плитах: на Печорской плите это – *Печоро-Колвинский авлакоген*, на Сахарской плите – *Угарта*, на Среднеевропейской плите – *Поморско-Куяевский авлакоген*.

Авлакогены раннего этапа заложения обычно в течение палеозоя претерпевают повторную рифтогенную активизацию, часто сопровождаемую высокой магматической активностью. В Печоро-Колвинском авлакогене такая активизация имела место в позднем девоне, синхронно с Припятско-Донецким авлакогеном, и завершилась к концу франа [9].

Помимо рассмотренных, в пределах плит могут развиваться более поздние авлакогены, возникающие в фазы активизации движений плиты на рубеже очередных тектонических циклов в соседних подвижных зонах (поясах). Примером такой структуры является *авлакоген Пальмира* в северной части Аравийской плиты. Его заложение и наиболее интенсивное погружение связаны с интенсивным прогибанием альпийского Средиземноморского пояса в поздней юре, а инверсию он испытал перед олигоценом в связи с началом орогенических движений в альпийской системе.

В большинстве рассмотренных авлакогенов на завершающих этапах процессы растяжения, как было отмечено выше, сменяются сжатием, что приводит к формированию зон инверсионных поднятий. Признаки интенсивного горизонтального сжатия в Пальмирском авлакогене отмечены С.П.Сигачевым с соавторами [7] и в Угарте – А.Г.Никишиным и И.М.Шахновским [5].

Все рассмотренные эпирифейские плиты характеризуются обогащенностью углеводородным сырьем (таблица) [1,4,6], что объясняется рядом причин.

Сравнительная характеристика эпипозднепротерозойских плит Мира

Показатели	Печорская плита	Сахарская плита	Аравийская плита	Среднеевр. плита.	Мизийская плита
Площадь плиты, тыс.км ²	492	1720	520	270	90
Мощность платформенного чехла, км:	2–13,5	4–10	2–8,5	До 5,5	2–8
В том числе по структурным ярусам, км:					
ε-D ₁	0,8–3,4	1,1–2,4	0,95–2,2	До 2,1	3,3–5,2
D ₂ -C ₁ t	0,8–4,6	2,3–3,0	0,2–0,3 (C ₁)	1–3,3 (D ₂)	1,3–1,4
C ₁ v-P ₁	0,6–2,0	1,8 (C ₁ -2)	1,1–1,3 (C ₂ -P ₁)	2–5	1,8
P ₂ -T	0,9–5,5	0,3–0,4 (T ₂ -3)	0,5–1,4 (T)	3,0	2,2–2,7
J-K	0,4–1,2	2–3,5	До 4,7	До 4,0	2,9–4,0
Pg N	до 0,3	до 3,5	1,4–4,6	до 3,5	3,2–3,4
Запасы углеводородного сырья нефть, млн. т.	13760 ¹	11220 ²	113380 ²	5970 ²	Нет данных
природный газ, млрд.м ³	2438 ¹	7860 ²	25580 ²	8130	Нет данных

¹Млн тут.м – по работе: [6]; ² – по работе: [4]

1. Развитие осадочных бассейнов в пределах рассматриваемых плит происходило с кембрия по миоцен главным образом в условиях устойчивого погружения, этапы осушения и размыва были относительно кратковременными. В результате этих процессов в данных областях земной коры сформировались сложенные в основном морскими фаунами геологические тела с огромной площадью и мощностью более 10 км, значительная часть которых прошла зону среднего катагенеза или достигла ее.

2. В разрезах бассейнов имеется целый ряд регионально развитых карбонатных и песчано-алевритовых коллекторов, обладающих высокими коллекторскими свойствами и перекрытых флюидоупорами с хорошими изолирующими качествами.

3. В пределах бассейнов широко распространены сводовые ловушки, обычно слабо затронутые разломами. Характерны как сами крупные размеры ловушек, так и значительный объем смежных элементов бассейна, из которых имела место вертикальная и/или латеральная миграция рассеянных углеводородов в эти ловушки.

На основе проведенных исследований по сравнительному анализу истории развития эпирифейских плит в фанерозое установлено, что эпирифейские плиты имели сходную историю развития, несмотря на то что развились на разных континентах, значительно удаленных друг от друга.

Литература

1. Боровинских А.П. Топливно-энергетический потенциал европейского Севера России. Состояние и стратегия освоения // Минеральные ресурсы России: 1998. № 1. С. 14–19.
2. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 286 с.
3. Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 400 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 232).
4. Минеральные ресурсы развития капиталистических и развивающихся стран (на начало 1989 г.). М.: ВНИИЗарубежгеология, 1990. 468 с.
5. Никишин А.Г., Шахновский И.М. О тектонической природе цепей Угарты (Алжир) // Докл. РАН. 1995. Т. 344, № 5. С. 669–672.
6. Состояние ресурсов и перспективы Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции / Н.П.Юшкин, М.Д.Белонин, В.И.Богацкий, А.П.Боровинских и др. Усинск, 1994. 52 с.
7. Аджсамян Ж., Копп М.Л., Сигачев С.П. и др Структурные признаки горизонтального сжатия в Южных Пальмиридах (Сирия) // Геотектоника. 1994. № 6. С.54–63.
8. Тимонин Н.И. Тектоническая эволюция эпирифейских плит в фанерозое // Минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока СССР. Сыктывкар, 1990. С.79–88.
9. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург. 1998. 220 с.

**В.Ю. Тимофеев¹, Д.Г. Ардюков¹, П.Ю. Горнов², Б.Ф. Шевченко²,
Р.Г. Седусов¹**

Моделирование современных движений Евразийской плиты и её южного обрамления (Горный Алтай, Приморье) по данным космической геодезии (GPS)

Изучение современных процессов на поверхности нашей планеты активно развивается в последние десятилетия с помощью космической геодезии. С использованием методов VLBI, GPS, SLR и DORIS заложена и активно работает сеть постоянных станций по всему земному шару. В центральной и южной части Евразии широкое развитие получили региональные и локальные сети, опрашиваемые с помощью двухчастотных приемников GPS различного типа. Полученные в последние годы

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт тектоники и геофизики (ИТИГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

данные используются при моделировании плитного движения Евразийской плиты [1–3]. Они показывают уменьшение величины скоростей и деформаций, изменение направлений смещения вблизи массивных платформ севера Азии.

Обычно исследования проводятся с использованием данных постоянных станций мировой сети IGS, региональных постоянных станций и ежегодных опросов пунктов геодинамических сетей. Обработка данных проводится с использованием пакета GAMIT-GLOBK относительно постоянных станций Евразии, либо в рамках моделей (NNR-NUVEL-1A и др.): либо относительно сетевой станции, расположенной на недеформируемой части плиты и максимально приближенной к изучаемому району. В результате обработки данных многолетних измерений получаем скорости смещения пункта в геоцентрической системе координат, которые включают скорость смещения плиты в целом и аномалии скоростей, связанные со смещениями и деформированием тектонически активного региона либо с вращением отдельной микроплиты. Обычно моделирование поля смещений в Южной и Центральной Азии под действием Индийской плиты рассматривается с учетом скоростей смещений по главным разломам континента в голоцене. В рамках такой модели скорости смещения на северной границе активных процессов достигают 1 мм/год [4]. Количество модельные значения сравнимы с оценками, полученными методами GPS геодезии в Центральной Монголии и Байкальской рифтовой зоне ($0,5\div 5,0$ мм/год). Следует отметить, что малые значения остаточных скоростей движений создают естественные трудности в изучении современных процессов. Сочетание эффектов сильного землетрясения и тектонических вековых движений еще более осложняет картину.

Анализ плитных моделей движения Евразии показывает расхождение между моделями как в скоростях отдельных пунктов, так и в направлениях смещений. Наиболее достоверной моделью, видимо, является экспериментальная модель, созданная на основе результатов постоянных станций Севера Евразии. Она близка для сибирских станций модели NNR-NUVEL-1A (расхождение с экспериментом ± 2 мм). Данные по Алтайской сети (около 20 пунктов) обрабатывались также относительно станций, расположенных в равнинной части территории к северу от Горного Алтая.

В эпоху перед землетрясением (2000–2003 гг.) на территории Горного Алтая выделено две группы станций с СЗ-ой и СВ-ой ориентациями смещений. Величины скоростей для кластера с СЗ-ми смещениями (от пункта Курай до пункта Усть-Кан) оказались на уровне от 0,5 до 3 мм/год. Для кластера станций с СВ-ми смещениями (от пункта Укок через Чаган-Узун до пункта Язула) они достигали максимальных величин по изучаемой территории 5–13 мм/год (рис. 1,а). Величины вертикальных смещений по абсолютному большинству пунктов составили 1–4 мм/год. В результате анализа поля смещений Азии можно сделать вывод о том, что на юге Горного Алтая резко падает скорость смещения на север. ССВ-ое смещение, прослеживаемое от Тибета–Гималаев через Запад-

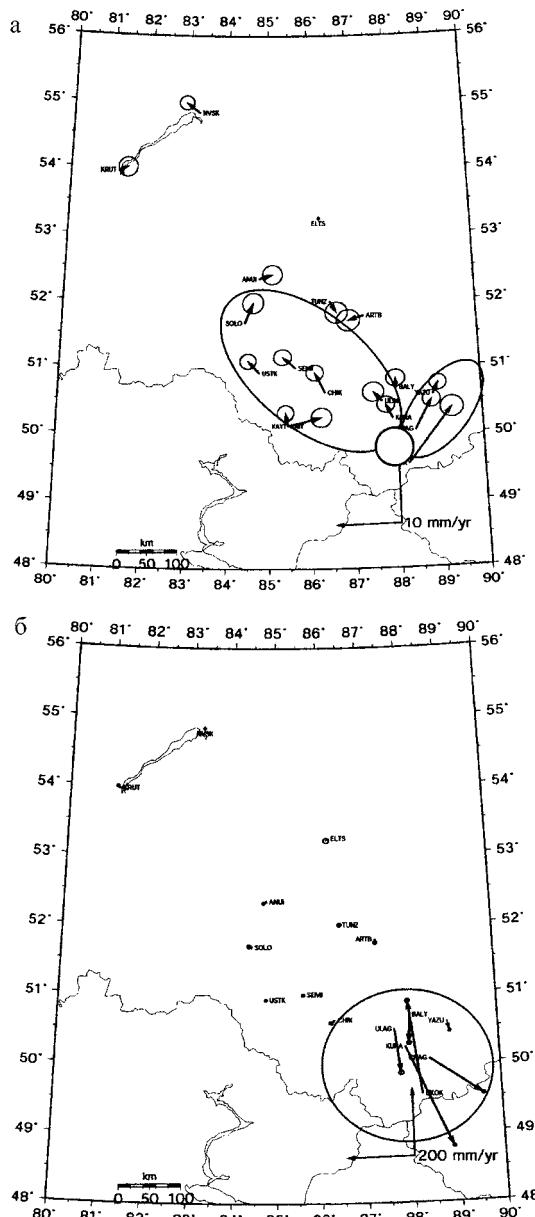


Рис. 1. Смещения пунктов Алтайской сети

а – в эпоху 2000–2003 гг., перед Чуйским землетрясением (27.09.2003 г., $M = 7,3\text{--}7,5$), б – в эпоху 2003–2004 гг., косеиземические смещения в ближней (до 100 км) и дальней зоне

ный Китай и Западную Монголию, распадается на СЗ-ое, наблюдаемое потом в западной части Горного Алтая и в юго-восточном Казахстане, и СВ-ое, которое далее на восток переходит в восточное (Тыва, Монголия, западная часть Байкальской рифтовой зоны). В зоне будущего эпицентра Чуйского землетрясения происходит разделение смещений, а сдвиговая компонента достигает максимума [5].

В эпоху коссейсмических смещений (2003–2004 гг.) получен правосторонний сдвиг в эпицентральной области. Поле значимых смещений (>10 мм) простирается до 100 км от эпицентра Чуйского землетрясения (от 0,35 м в 15 км от эпицентра до 0,02 м в 90 км) (см. рис. 1,б). Для коссейсмических смещений в рамках упругой реологии получены 2D и 3D модели, описывающие процесс в эпицентральной зоне (до 100 км) и позволяющие определять глубину очага (15 км) и смещение в эпицентре (2 м) [6].

Анализ постсейсмических движений для эпохи 2004–2005 гг. показал, что характер смещений в эпицентральной зоне сохраняется (правосторонний сдвиг), а величина смещений резко падает по сравнению с эпохой (2003–2004 гг.) и составляет 3–8 мм/год.

При рассмотрении процессов в восточной части Евразии, интересным остается вопрос о современных движениях Амурской плиты. Изучение этого явления нами начато в 2003 г. с создания Сихотэ-Алиньской геодинамической сети из шести пунктов (рис. 2). В результате обработки данных съемки 2003–2004–2005 гг. получено слабое отличие в скоростях движения пунктов сети (2–4 мм/год на СВ) от известной геологогеофизической модели NNR-NUVEL-1A. Принимая во внимание известное смещение пунктов Восточной Монголии на ЮВ, можно говорить, о предварительной оценке скорости вращения Амурской плиты (10^{-9} рад/год или $0,05^\circ$ млн лет). Основной задачей современного этапа исследований является уточнение модели плитного движения Евразии, выделение характеристик движения микроплит, разделение современного деформирования эпицентральной зоны Чуйского землетрясения и Алтая-Саянского региона в целом. Также остается открытым вопрос о возможности смещения активного сейсмического процесса с юга Горного Алтая на север или восток региона.

Исследования, планируемые в рамках интеграционного проекта №87 Пр.СО РАН и РФФИ 07-05-00077, позволят существенно уточнить полученные значения параметров движений.

Литература

1. De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. V. 101.
2. Drewes H. Combination of VLBI, SLR and GPS determined station velocities for actual plate kinematic and crustal deformation models // Geodynamics. M. Feissel (Ed.). IAG Symposia. Springer, 1998.
3. Boucher C. et al. The ITRF 2000 // IERS Technical Note. 2001. N 31.
4. Avouac J.P., Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in Central Asia // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 895–898.
5. Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 6. С. 804–809.

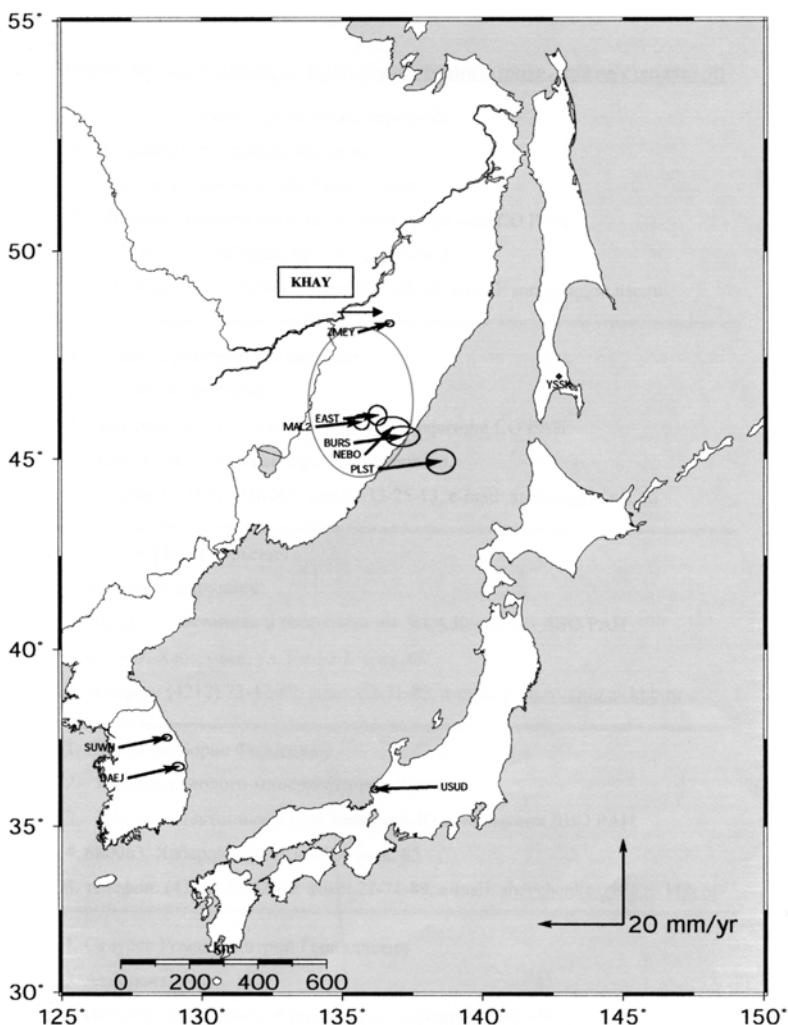


Рис. 2. Смещения пунктов Сихоте-Алиньской сети (выделено овалом) в эпоху 2003–2005 гг. относительно пункта Южно-Сахалинск
Показаны смещения постоянных GPS пунктов

6. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Дучков А.Д., Запреева Е.А., Казанцев С.А., Русбек Ф., Брюникс К. Поля и модели смещений земной поверхности Горного Алтая // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 8. С. 923–937.

Модель геодинамического поля

Геодинамическое поле – это все геологическое пространство или логически ограниченная его часть, характеризующаяся в момент времени совокупностью силовых (энергетических) полей, образующих его (ее) элементарных ячеек всех уровней организации.

Выдающийся специалист в области учения о симметрии А.В. Шубников, комментируя принципы П. Кюри, утверждал, вслед за П. Кюри, что моделирование физических явлений можно и должно производить при помощи геометрических фигур [1]. Симметрия силы отвечает характеристической симметрии конуса (стрелки, пирамиды).

Геодинамическое поле первого рода (ГДП I). Пусть сила F_1 , действующая со скоростью V и направленная вертикально, является доминирующей (рисунок, левая часть). Эта сила имеет ось симметрии бесконечного порядка и множество продольных плоскостей симметрии (покоящийся конус). Одновременно с F_1 действует равновеликая сила F^*_1 с теми же элементами симметрии. Полученная составная фигура соответствует симметрии покоящегося цилиндра, в котором присутствуют ось бесконечного порядка, бесконечное множество продольных и одна поперечная плоскость симметрии, а, кроме того, бесконечное множество поперечных осей второго порядка и центр симметрии. Достраивая полученную фигуру до фигуры цилиндра, автоматически получаем тангенциальную силу F_2 , действующую со скоростью U (скорость распространения поля). В целом всю фигуру можно рассматривать как модель стоячей волны, где отражающими поверхностями являются направляющие цилиндра. Горизонтальными линиями, проведенными через узлы, выделена область динамического равновесия (область равенства сил), совпадающая с поперечной плоскостью симметрии. Нетрудно заметить, что эта область разделяет в центре фигуры как бы новые конуса, подобные исходным, но следующего иерархического уровня, которым также противопоставляются равновеликие конусы, и полученные фигуры достраиваются до фигуры цилиндра. Этую процедуру можно повторять и далее, получая все новые структурные уровни.

По ориентировке напряжений (стрелки вдоль направляющих конусов) видно, что при реализации подобной схемы могут образовываться как сопряженные сдвиги, так и сопряженные сдвиговые зоны. Кроме того, центральная область, образованная конусами, благоприятна для формирования зон разуплотнения.

Все это время речь шла о том, что симметрия сил соответствует покоящемуся конусу. Теоретические, экспериментальные и геолого-геофизические данные свидетельствуют, что поступательное движение может происходить дискретно и обнаруживать элементы вращения в плоскости,

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

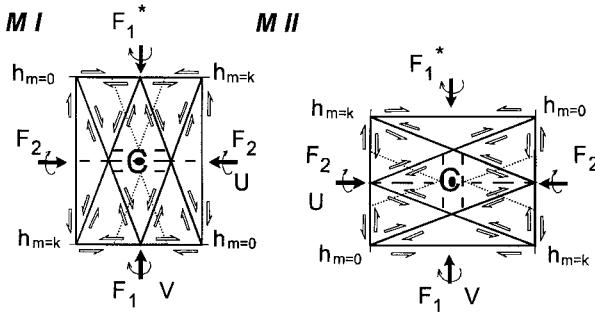


Рисунок. Модели силовых полей как проекция конусов на плоскость

M I и M II – геодинамическое поле I и II рода, соответственно. Стрелки вокруг F_2 показывают направление вращения пространства при активизации восходящего конуса. Остальные пояснения см. в тексте.

нормальной к направлению поступательного движения. Поэтому модельным конусам мы должны присвоить правую или левую симметрию. При этом фигура цилиндра будет иметь симметрию вращающегося цилиндра, у которого следующие элементы симметрии: вертикальная ось бесконечного порядка, одна поперечная плоскость симметрии и центр симметрии. Если скорость вращения у составляющих конусов будет различаться, то фигура будет иметь симметрию скрученного цилиндра с осью бесконечного порядка и бесконечным множеством поперечных осей второго порядка.

Если вспомнить, что механизм распространения деформации аналогичен распространению электромагнитной волны [2], симметрия которой, согласно [3], соответствует фигуре, скомбинированной конусом (электрическое поле) и вращающимся цилиндром в плоскости, продольной к конусу (магнитное поле), то данная фигура имеет только одну плоскость симметрии. У нисходящего конуса прилегающее пространство (сила F_2) будет вращаться против часовой стрелки, а у восходящего – по часовой. Это означает, что должны происходить периодичность в активизации сил F_1 и F_1^* и вращение прилегающего пространства не только в поперечной, но и в продольной плоскости. И в этом случае суперпозиция вращающегося конуса в поперечной плоскости и вращающегося цилиндра в продольной плоскости дает фигуру, элементы симметрии в которой отсутствуют.

Геодинамическое поле II рода (ГДП II). В случае доминирования силы F_2 картина поля изменяется путем поворота модельных конусов на 90° .

Обе модели, вероятно, существуют совместно и в совокупности представляют собой модель иерархической системы сил, проявляющихся как поля напряжений, которые, однако, будут актуализироваться в виде пликативных и дизъюнктивных форм различного масштаба в пространстве и времени различно, с определенной периодичностью. Это находит отражение в результатах моделирования сдвиговых зон [4] и кольцевых морфоструктур [5].

Для ГДП I в плане характерно проявление сбросо-, взбросо-сдвигов, надвигов по периферии структур, а в центральной части структур – расстяжения при общем поднятии (F_1) и складчатости – при прогибании (F_1^*). В случае ГДП II, вся площадь структуры в плане будет вовлечена в сдвиговые перемещения с формированием синсдвиговых раздвигов.

Проведенный анализ показывает, что с зонами динамического равновесия для ГДП I могут быть сопоставлены с высокой точностью границы раздела оболочек Земли, границы раздела в геолого-геофизических разрезах разномасштабных структур, в том числе, зоны пониженных скоростей сейсмических волн и др. Для ГДП II этим зонам соответствуют оси складчатости, которые пересекаются по ортогональным направлениям магмомещающими структурами и, под острым углом, – сдвиговыми зонами.

Таким образом, в результате выполненных построений мы имеем в одном образе форму, структуру и силовое поле, основные элементы которого подобны целому. В работе [6] на эмпирическом материале получены формулы, позволяющие рассчитывать пространственно-временные характеристики таких структур. Позже [7] в этих формулах даны уточненные коэффициенты. Примеры моделирования разномасштабных структур по этим формулам можно найти здесь в работах [6–9].

Модельные конуса уровней $m = 0, 3, 6\dots$ геодинамически подобны, т.е. они имеют одинаковые скорости деформирования, подобные размеры кратные $10^n S$ ($3,162^n R$). Определяя периоды деформирования как $t_n = (10^n S)^{0.5}/U = 3,162^n t_0$, получаем временной спектр значений, при которых возможны явления резонанса, происходящие при близких, равных или кратных периодах колебаний – в данном контексте периодов развития системы.

Представленная модель геодинамического поля, по существу, близка модели нелинейной Земли В.В. Богацкого, который пришел к выводу, что вращающаяся Земля является автоколебательной системой; ее собственные колебания порождают «всеземную» систему стоячих волн, каждая из которых представляет собой генератор и своеобразный камертон, готовый к резонансу [10]. Заметим также, что и космическое пространство также может представляться как система стоячих волн [11]. Исходя из этого, можно предполагать явления резонанса не только между земными структурами, но и между структурами Земли и структурами Солнечной системы, обладающими сходными периодами развития [12,13].

Литература

1. Шубников А.В. О работах Пьера Кюри в области симметрии // Избр.тр. по кристаллографии. М.: Наука, 1975. С. 133–153.
2. Панин В.Е., Гриняев Ю.В., Данилов В.И. и др. Структурные уровни пластической деформации и разрушения. Новосибирск: Наука, 1990. 255
3. Шубников А.В. Симметрия электромагнитного луча // Избр. тр. по кристаллографии. М.: Наука, 1975. С. 213–217.
4. Разломообразование в литосфере: Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 259 с.
5. Тащи С.М., Ермошин В.В., Токмаков Р.П. Инъективные морфоструктуры центрального типа (результаты физического моделирования) // Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. С.30–34.

6. Тишкин Б.М. Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, № 1. С.67–79.
7. Тишкин Б.М. Способ определения геодинамического потенциала структур и его использование в решении геологических задач // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2006. № 1, вып. 7. С. 109–123.
8. Тишкин Б.М., Абрамов В.А. Кvantovo-геодинамическое моделирование геолого-геофизических структур//Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. С. 237–240 (Материалы XXXV совещ.; Т.2).
9. Тишкин Б.М., Мясников Е.А. Моделирование геодинамических параметров Соловьевского свода в связи с золотым оруднением // Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ фонда «Наука – для Камчатки», 2004. С.209–221.
10. Богацкий В.В Механизм формирования структур рудных полей. М: Недра, 1986. 89 с.
11. Бутусов К.П. Логарифмические волны возмущений в гравитационных системах и структурная диаграмма. Интернет представительство. Междунар. Клуб учен. 2001. <http://shaping.ru/mku/butusovart/06/06.doc>.
12. Тишкин Б.М. Результаты моделирования пространственно-временных параметров структур в Солнечной системе в связи с геологическими процессами//Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: В 2 т. М: ГЕОС, 1999. С. 208–211 (Материалы XXXII совещ.; Т.2).
13. Тишкин Б.М., Сахно В.Г., Зимин С.С. О причинах синхронно-асинхронного и унаследовано-наложенного развития структур // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С.234–237. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 2).

Б.М. Тишкин¹

Типы структур и их развитие

В работе [1] по размерам были выделены три типа структур, которые условно названы «камурским», «алданским» и «охотским», каждый из которых образует геометрическую прогрессию в соответствии с моделью геодинамического поля (см. настоящий сборник) и эмпирическими формулами расчета пространственно-временных параметров [2]. Далее эти формулы были использованы при расчете характеристик для структур Солнечной системы [3]. Отклонения вычисленных и измеренных радиусов орбит достигали 17%. Попробуем определиться с возможными причинами имеющихся отклонений (таблица).

Диапазон размеров структур по типам

Уровень	Типы структур, $S \times 10^n \text{ км}^2$		
	амурский	алданский	охотский
0	55,5–38,5	65,0–58,0	80,0–66,0
1	25,8–17,9	30,2–26,9	37,1–30,7
2	12,0–8,3	14,0–12,5	17,2–14,2

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

На рисунке показана, согласно: [2], зависимость условного геодинамического потенциала Y_0 от параметра $K = h/S$ (h – вертикальные размеры и S – площадь сечения структуры). Условный геодинамический потенциал представляет собой энергию, необходимую для образования элементов структуры тех размеров и форм, которые они имеют в данной структуре: $Y_0 = 1100,7(K'p^n)^{0,099}$, при $n = 0$; параметр K' является безразмерным аналогом K . Можно заметить, что при развитии структур могут быть реализованы два варианта. Первый – развитие структуры в пределах ряда с образованием геометрической прогрессии со знаменателем $p = 2,154\dots$. Переход с одной ступени ряда на другую кратен $1,052Y_0$. При этом предел, окончание этапа, развития, вероятно, будет определяться размерами конечного члена ступени, при котором скорость деформирования может принимать значения $U = 0$ [2]. Второй вариант – с достижением критического размера структуры в пределах ступени, когда $U \neq 0$, – возможен переход к иному типу развития (на графике этот вариант показан стрелками). Вместе с тем, в автономном развитии всех трех типов структур будет наблюдаться периодичность их активизации, связанная с различием в скоростях деформирования U [1,2], например, по схеме: амурский–алданский–охотский–амурский… Следует отметить и то, что эволюция структур может происходить как с уменьшением геодинамического потенциала (центробежное развитие), так и с его увеличением (центростремительное развитие).

Для системы Земля–Луна расчет показывает следующие значения радиусов (в км) при $m = 15$ (значения m приводятся в скобках): 384401 (0), 261890 (1), 178424 (2)…5642 (11), 3844 (12), 2619 (13), 1784 (14), 1216 (15). Значения для $m = 12$ и $m = 11$ сопоставимы с радиусом внешнего ядра Земли (3485 км) и с зоной фазовых переходов (5701 км), а также их можно с учетом подобия сопоставить с радиусами орбит Меркурия, внешнего пояса астероидов, Плутона. При $m = 15$ мы получаем практически радиус внутреннего ядра Земли (1217 км), а при $m = 14$ получаем значение очень близкое к радиусу Луны (1740 км).

Структура Земля–Луна относится к амурскому типу, так же как Луна, внутреннее ядро Земли и структура, ограниченная зоной фазовых переходов, тогда как внешнее ядро по размерам находится на границе амурского и охотского типов, а сама Земля соответствует алданскому типу. Картина, полученная для структуры Земля–Луна по своей противоречивости аналогична таковой для Солнечной системы, где орбиты планет относятся к разным типам [3].

Квантованость Солнечной системы стала очевидной с появлением формулы Тициуса–Боде, которую впоследствии многие пытались усовершенствовать. В настоящий момент существуют модели, в которых при помощи золотой пропорции и чисел Фибоначчи рассчитываются характеристики Солнечной системы с точностью до долей процента [4,5]. Однако здесь речь может идти о «мгновенных» характеристиках системы [6], и стационарность орбит, также с геологической точки зрения,

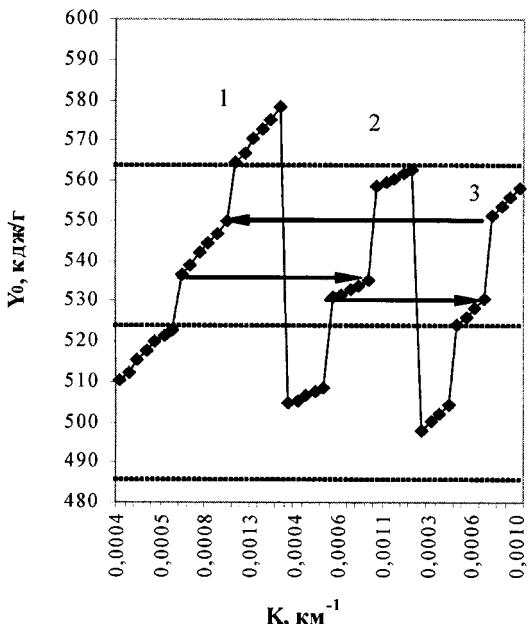


Рисунок. Зависимость геодинамического потенциала от размеров структур 1, 2, 3 – амурский, алданский, охотский типы структур, соответственно; горизонтальные линии – энергетические уровни

основанной на представлениях о возможности центробежного и центростремительного развития структур, кажется неочевидной.

В эволюционно-приливной модели [8] радиус орбиты Луны в геологическом времени периодически изменяется: периоды сжатия системы сменяются периодами растяжения, и это находит отражение в геологических процессах. Вместе с тем, в пульсационной модели Земли [8] также предполагается периодический процесс сжатия–расширения. Сейчас, согласно лазерным наблюдениям, Луна удаляется от Земли, и эта тенденция проявилась с эоцен–олигоцена (примерно 40 млн лет назад) [7]. По данным лазерной локации, Луна отодвигается со скоростью 3,8 см/год, а согласно данным по затмениям в историческое время эта скорость составляет 4,4 см/год [9]. По оценкам с помощью формул [2] скорость деформирования системы $U = 1,98$ см/год. В то же время, скорость увеличения радиуса Земли, определяемая при помощи космической геодезии, оценивается в 0,3 см/год [10]. Полагая, что эта скорость сохранялась последние 40 млн лет, получаем изменение радиуса Земли $\Delta R = 120$ км, а площадь сечения Земли составит $S = 12,27 \cdot 10^7$ км², т.е. структура в палеогеновое время по размерам смещается на границу амурского и алданского типов. Это как раз та область, которая маркирует окончание предыдущего этапа развития, где скорость деформирования в соответствии с [7] была близкой к нулю.

В рамках используемой модели, следует констатировать, что Солнечная система и ее элементы находятся в стадии продолжающегося развития и, вероятно, в целом не отражают состояние равновесия. Существенные отклонения размеров системы от геометрической прогрессии, возможно, объясняются эффектом запаздывания потенциала взаимодействия [11], величина которого зависит от скорости распространения взаимодействия в конкретной среде на определенном иерархическом уровне и скорости движения объекта.

В работе [3] на примере Амурской морфоструктуры была показана возможность синхронного, в геологическом времени, изменения размеров системы Земля–Луна [7] с возбуждением ядра и верхней мантии Земли. Для того чтобы говорить о текущем взаимодействии структур в системе Земля–Луна воспользуемся данными по земле-, лунотрясениям. При анализе приливных сейсмических событий на Луне выявлены следующие периоды их проявления [12] (годы): 2,19; 0,55; 0,076; 0,037; 0,018 и др. Для Кавказского региона доминирующие сейсмические периоды оказались следующими (года): 30; 5–7; 10–11; 2–3; 0,58; 0,42. Некоторые из этих периодов оказались близкими к ритмам Земли в целом (годы): 7; 2–2,5; 1–1,5. Период 2,19 для лунотрясений образует значения, кратные $1,468 = 3,162^{1/3}$: 3,2; 4,7; 6,9; 10,2, т.е. они оказались достаточно близки ритмам земных структур, чтобы говорить о их подобии.

Можно обнаружить подобие и в других ритмах, например, значение 0,018 для Луны подобно 0,58 года для Земли. Кроме того, существуют и иные значения периодов. Если принять размеры деформируемых структур $463,9 \text{ км}^2$ подобными современным размерам системы Земля–Луна, то при скорости деформирования $U = 1,98 \text{ см/год}$ по формуле $t_n = (10^n S^{0,5})/U(\text{лет})$ получим следующую последовательность ритмов: 10,9; 7,4; 5,0; 3,4; 2,3. Как видно, данные ритмы вполне могут быть сопоставлены периодам, полученным при обработке экспериментальных данных. Еще более близки рассчитанные ритмы рядам, выводимым из периодов приливных лунотрясений: 200; 27,6; 13,6 суток. Из этого следует, что выделенный спектр периодов сейсмичности, характерный для структур Земли и Луны, вероятно, соответствует амурскому типу, а близость значений периодов структур в системе Земля–Луна указывает на возможность возникновения явлений резонанса. Вместе с тем, вариации спектров временных рядов сейсмичности [13] и данные по размерам очагов землетрясений [14], обработанные в соответствии с развивающейся моделью, показывают, что ритмы развития земных структур разных типов, вероятно, могут синхронизироваться с ритмами соответствующих структур Солнечной системы.

Литература

1. Тишкин Б.М. Задача о дискретном и непрерывном развитии геодинамического пространства//Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 524–529 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).

2. Тишкин Б.М. Способ определения геодинамического потенциала структур и его использование в решении геологических задач // Вест. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2006. № 1, вып. 7. С. 109–123.
3. Тишкин Б.М., Сахно В.Г., Зимин С.С. О причинах синхронно-асинхронного и унаследовано-наложенного развития структур//Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С.234–237 (Материалы Тектонич. совещ. Т.2).
4. Бутусов К.П. Структурные законы Солнечной системы. Интернет представительство. Междунар. Клуб учен. 2001. <http://shaping.ru/MKU/butusovart/07/07.doc>.
5. Петруненко В.В. Физическая природа явления декалогарифмической периодичности Ч. 2. Астрономические системы. 2006. <http://www.trinitas.ru/rus/doc/0232/009a/02320015.htm>
6. Кузнецов Э.Д. Структура, динамика и устойчивость Солнечной системы. УГУ, каф. астрономии и геодезии, 1999. http://www.eunet.net/win/metod_materials/wm3/dynamics.htm#Эволюция
7. Австок Ю.Н. Эволюция системы Земля-Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. № 1. С. 13–22.
8. Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
9. Жарков В.Н. Внутренне строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 415 с.
10. Герасименко М.Д. Проблемы расширения Земли в свете данных космической геодезии // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 3. С. 143–146.
11. Носков Н. К. Явления запаздывания потенциала // Наука и техника. Текущие публикации. 2000. <http://n-t.org/tp/ng/yzp.htm>
12. Олейник О.В., Гамбурцев А.Г. Ритмы в сейсмичности Луны и Земли // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Тр. Всерос. совещ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. С. 123–127.
- 13.. Гамбурцев А.Г. Сейсмический мониторинг литосферы. М.: Наука,1992. 200 с.
14. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.

В.В. Травин¹, Н.Е. Козлова²

Деформация как фактор метаморфизма

«Деформацией как фактором метаморфизма, как правило, пренебрегали, а в структурной петрологии метаморфизму как процессу уделялось мало внимания» [1, с. 49]. Это сорокалетней давности заключение Д. Флинна остается актуальным и поныне: несмотря на появившийся эмпирический и теоретический задел (например: [2]), деформация при изучении метаморфизма рассматривается довольно редко.

Однако изучение метаморфических процессов без учета фактора деформации и смешивание понятий «стресс» и «деформация» представляется методически неверным. На примере локальных сдвиговых зон, изучавшихся нами в районе с. Гридино (центральная часть полиметаморфического Беломорского подвижного пояса), выявлена очевидная самостоятельная роль деформации в метаморфических преобразованиях пород. Прекрасная обнаженность района, позволяющая однозначно и четко установить приуроченность эклогитизации к зонам локальных сдви-

¹ Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия

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

говых деформаций, определяет теоретическую и методическую важность полученных результатов для понимания природы метаморфических преобразований в зонах сдвига.

Наиболее интересными в настоящее время представляются результаты изучения структурно-метаморфических преобразований пород, связанных с зоной сдвига в западной части о-ва Воротная Луда.

Здесь дайка коронитовых метагаббро сечет гнейсограниты и габброноритовую дайку комплекса лерцолитов-габброноритов (около 2,45 млрд лет) [3, 4]. Ранняя дайка имеет северо-западное простирание, субвертикальное падение, мощность около 20 м и интрузивные контакты. Субвертикальная дайка метагаббро мощностью до 3 м, прослеживающаяся в северо-восточном направлении, находится в зоне сдвига, что устанавливается по характеру контакта с вмещающими гнейсогранитами, оторванным и деформированным апофизам, подворотам полосчатости в последних, смещению дайки габброноритов (горизонтальная амплитуда – около 5 м). Контакт даек не несет признаков столь интенсивных деформаций, он имеет простую форму, характеризуется остроугольными («нормальными интрузивными») апофизами.

Дайка габброноритов сложена породами с массивной магматической текстурой, слабоизмененными магматическими (коронитовыми по гипидиоморфозернистым) структурами. В узких (не более 2 м) зонах у контактов с дайкой метагаббро (в пределах зоны сдвига) дайка габброноритов интенсивно деформирована и метаморфизована. Контакты ее с гнейсогранитами имеют волнообразную форму, а породы эндоконтакта (на контактах с гнейсогранитами) превращены в амфиболиты и (на контактах с дайкой метагаббро) в эклогиты со слабо проявленной субвертикальной линейностью. Эклогиты имеют гранонематобластовую структуру, образованную слабо вытянутыми порфиробластами граната (до 44% пиропа) и призматическими зернами омфацита (до 27% жадеита), «облекающими» зерна граната.

Породы дайки метагаббро также деформированы и эклогитизированы на всем ее протяжении. Для них характерна субвертикальная линейность, наиболее четко проявленная на участке пересечения ранней дайки. Здесь же лучшую сохранность имеет эклогитовый парагенезис (гранат с высоким, до 24%), содержанием пиропа, омфацита с содержанием жадеита до 30%). Структура породы – гранонематобластовая с линейно ориентированными зернами клинопироксена. Там, где дайка сечет гнейсограниты, ее породы характеризуются менее четкой линейностью и также гранонематобластовой структурой и неравномерным порфиробластезом поздней роговой обманки; минералы эклогитового парагенезиса представлены здесь гранатом (до 24% пиропа) и омфацитом (до 25% жадеита).

Небольшие тела метабазитов, заключенные в гнейсогранитах (боковых породах зоны сдвига), не несут признаков эклогитизации и представлены в основном гранитовыми амфиболитами.

Упорядоченность структур эклогитизированных пород даек на участке их пересечения свидетельствует об анизотропии напряженного состояния при кристаллизации эклогитового минерального парагенезиса. Дайка габброноритов, представляя собой жесткий элемент среды, выполняла роль своеобразных «тисков», действие которых обусловило концентрацию напряжений и резко анизотропное поле напряжений в породах даек.

Ориентировка волнообразных контактов дайки метагаббро и гнейсогранитов (заостренными формами к породам дайки и округлыми к гнейсогранитам) – признак того, что гнейсограниты проявляли в ходе деформаций меньшую компетентность, чем породы дайки [5]. Это обстоятельство и отсутствие в изученных зонах сдвига крупных жестких тел (которые довольно обычны в районе) свидетельствует о том, что в изученной зоне сдвига не могли создаваться значимые (соизмеримые с ее шириной) зоны концентрации напряжений. Вместе с тем, и здесь происходила эклогитизация пород.

Рассмотренная зона сдвига не является уникальной, описанные преобразования характерны и для других, субпараллельных даек того же состава, локализованных в зонах сдвига, удаленных вкрест их простирания на десятки метров. Все они формировались в едином поле напряжений, наведенном в большом (коровом) объеме пород. То есть поле напряжений, в котором заложились локальные зоны сдвига было региональным. Структурно-геологические особенности района указывают на его однородность, значимыми концентраторами напряжений могли выступать лишь крупные дайки базитов.

Но в общем однородном поле напряжений пластические деформации происходили по системам дискретных зон сдвига, в которых, в отличие от слабодеформированных (но не менее нагруженных!) боковых пород, произошли интенсивные метаморфические преобразования – эклогитизация базитов. Причем, как показали результаты микрозондового анализа, составы минералов эклогитизированных пород дайки метагаббро в зоне концентрации напряжений (в месте пересечения даек) и вне ее не имеют существенных различий.

Все это указывает на то, что именно деформация обусловила («запустила») эклогитизацию пород и, таким образом, явилась самостоятельным фактором метаморфизма.

Изучение зон сдвига района с. Гридино, показавшее потенциальную роль деформации в процессе эклогитизации, поставило и многие вопросы, представляющие интерес для структурной петрологии. Среди них вопрос о роли транспрессии в метаморфизме, на который наводит тот факт, что часть зон сдвига характеризуется формированием гранатовых амфиболитов. Неясно, сколь велика должна быть деформация (на о-ве Избная Луда, например, эклогитизация габбронорита произошла при малых деформациях без образования упорядоченных структур). Почему процессы эклогитизации локализованы в Гридинской зоне и не проявлены к северо-востоку и юго-западу от нее?

Изложенное вызывает и более общий вопрос: не обусловлено ли различие метаморфизма парных метаморфических поясов различием характера деформаций в них?

Литература

1. Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. 376 с.
2. Чиков Б.М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3–39.
3. Степанов В.С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1990. С. 78–101.
4. Степанова А.В., Степанов В.С. Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 29–39.
5. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. V. 2. Folds and fractures. Lnd: Acad. Press. P. 309–700.

В.Г. Трифонов¹

Новейшая геодинамика коллизионных орогенов – проблемы и решения

Поскольку тектонические события и структуры новейшего этапа и особенно позднечетвертичного времени могут быть охарактеризованы полнее и точнее, чем более древние события и структуры, неотектоника и современная геодинамика служат основой для создания и проверки тектонических теорий. На этом материале была создана плейттектоническая теория строения и развития тектоносферы, которую в современном виде дополняют представления о тектонической расслоенности литосферы и неустойчивости границ плит, местами испытывающих направленные миграции. Наиболее сложные структурные проявления взаимодействия плит имеют место в областях коллизии. На региональном и локальном уровнях их изучение заключается в исследовании проявлений взаимодействия блоков разной толщины, движущихся в разных направлениях с разными скоростями. Принято представлять результаты взаимодействия в виде расчетных моделей, сводящих перемещения и деформации блоков к движениям по пограничным разломам. Это представляется недостаточным. Необходимо исследовать распределение деформации в объеме горных пород или, по меньшей мере, на доступной для наблюдения поверхности блока. Поясню такой подход на примерах.

Анатолийская плита ограничена крупнейшими зонами активных сдвигов – Северо-Анатолийской (САЗР) и Восточно-Анатолийской (ВАЗР). По смещениям речных долин и другим признакам определены средние скоро-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

сти четвертичных движений в этих зонах – 5–7 мм/год по ВАЗР, ~13 мм/год в центральной части САЗР и 18–20 мм/год на ее западном и восточном окончаниях. Примерно такие же скорости сдвига выявлены в этих зонах по данным GPS-наблюдений. Но те же GPS-наблюдения показали, что по мере удаления от разломов на расстояния 30–70 км скорости относительного сдвига нарастают и достигают 20–26 мм/год в САЗР и 8–12 мм/год в ВАЗР. Иначе говоря, 25–50% суммарного сдвига на границах плиты реализуется не смещениями по краевым разломам, а квазипластической сдвиговой деформацией в приграничной области шириной до 100 км.

Ярким проявлением современной деформации приразломного блока является деформация монастыря Св. Симеона-Столпника в зоне одноименного меридионального левого сдвига на северо-западе Сирии. Деформация выражена в деталях конструкции, может быть точно измерена и привязана ко времени. Монастырь расположен на отроге хребта, образующем структурный нос между двумя кулисно расположеннымами ветвями сдвига и испытавшем благодаря отклонению от генерального направления на ССВ дополнительное сжатие и воздымание. Сжатие фиксируется взбросо-сдвиговыми смещениями на границах хребта. Деформация выражена искривлениями в плане главного храма монастыря на 1–3 м и соседних сооружений до 2 м. Достоверно установленная фаза деформации, изогнувшей храм на 1 м, произошла в результате землетрясения 528–529 г. ($M \geq 7$). Ей могла предшествовать более ранняя фаза (изгиб храма до 2 м), имевшая место, скорее всего, в ходе строительства (476–490 гг.) в результате постсейсмического крипа от сильнейшего землетрясения 458 г. ($M=7,7$). Эпюра деформации отражает сочетание Z-образного изгиба межразломного блока с его выдавливанием к югу.

Более сложную картину показало детальное изучение активных разломов Армении, Центрального Загроса и Эгейского региона. По мере возрастания знаний о разломах блочные модели этих областей приходилось все более детализировать от взаимодействия плит к взаимодействию все более мелких микроплит и внутриплитных блоков. При этом, например, в Эгейском регионе терялись границы микроплит как зоны концентрации деформации или смещения. Как показали GPS-измерения, смещения распределялись между всеми блоками. В итоге получилось квазинепрерывное нарастание скорости деформации с севера на юг, а градиенты скоростей на границах блоков уменьшались с уменьшением их размеров по мере накопления знаний. Расчет скоростей современной тектонической деформации, выполненный нами на основе детального изучения активной тектоники Центрального Загроса, возникшего на месте глубокого осадочного прогиба, показал, что ~20%, а местами до 40% деформации укорочения и удлинения реализуется между активными разломами в виде складчатых изгибов и, возможно, смещений по трещинам. В горных сооружениях типа Тянь-Шаня, где фундамент обнажен или залегает неглубоко, доля такой деформации уменьшается по меньшей мере вдвое. При этом, по данным Дж. Джексона и Д. Мак-

Кензи, уменьшается в несколько раз вклад крипа в суммарную деформацию и, соответственно, возрастает вклад сейсмогенных подвижек.

Оказалось, однако, что при всех указанных усовершенствованиях плейтектоническая модель не в состоянии объяснить всех особенностей геодинамики новейших коллизионных орогенов. Так, вдоль центральных зон Альпийско-Гималайского коллизионного пояса от Турции до Ирана протягивается область пестрого по составу новейшего вулканализма, по ряду показателей сходного с вулканизмом энсиалических островных дуг. М.И. Толстой, К.Г. Ширинян, В.С. Попов и Н.А. Имамвердиев привели убедительные доводы, что главным источником вулканализма были высокоглиноземистые базальтовые магмы, выплавленные из метасоматически измененного гранатсодержащего вещества мантии при относительно высоком содержании щелочей и летучих компонентов и в разной степени ассимилировавшие породы коры. Особенности источника магм, отсутствие признаков энсиалических дуг в новейшей геодинамике региона и совпадение ареала вулканализма с областью широкого распространения реликтов океанской литосферы Мезотетиса позволяют полагать, что источником вулканализма стала недосубдукционная часть океанской литосферы, ремобилизованная в коллизионный этап. Таким образом, решающим фактором вулканализма явилась не сама коллизия, а ее наложение на особенности предшествовавшего развития региона.

Еще менее связана с коллизией зона новейшего вулканализма, протягивающаяся поперек Альпийско-Гималайского пояса от Красного моря до Большого Кавказа. На Аравийской плите зона представлена базальтами, которые охарактеризованы Е.В. Шарковым как типичные образования мантийного плюма, а севернее имеет более разнообразный состав, но также несет мантийные «метки». Геометрия зоны не только не вписывается в плейтектоническую модель коллизионного пояса, но и изменяет его современную геодинамику: по данным GPS-измерений, на востоке Анатолийской плиты и местами на Малом Кавказе фиксируется декомпрессия, выраженная преобладанием продольного удлинения над поперечным сжатием.

Фундаментальное отклонение от модели коллизионного взаимодействия плит демонстрирует резкое ускорение горообразования на Центральном Тянь-Шане в последние 2 млн лет, выявленное анализом fazий и мощностей новейших отложений межгорных впадин и высотного положения коррелятных им ярусов рельефа. Усиление коллизионного сжатия могло обеспечить подъем поверхности лишь на ~160 м, а горы выросли за это время на ~2 км. Согласно выполненным Е.В. Артюшковым и автором расчетам, учитывающим наличие под Центральным Тянь-Шанем разуплотненной мантии, решающую роль в 10-кратном ускорении восходящих движений сыграли расслоение литосферы; отрыв и замещение ее плотной реститовой и эклогитизированной части, испытавшей размягчение при поступлении глубинного флюида, астеносферной мантией, а также вызванное воздействием последней разуплотнение тяжелых метабазитов низов коры вследствие фазовых переходов.

Такое же ускорение роста горных сооружений в плиоцен–четвертичное время установлено на Памире, Куньлуне, Тибете и Гималаях, под которыми выявлена разуплотненная мантия. Подобное событие имело место на юге Сибири, Большом Кавказе и, по данным Е.В. Артюшкова, в Альпах, Карпатах, Верхоянском хребте, горной системе Черского, Андах и на плато Колорадо. Таким образом, оно характерно для многих областей неотектонической активизации независимо от их положения в плейттектонической системе и предшествовавшего развития. Е.В. Артюшков отмечает воздымание, в то же время, некоторых платформенных территорий, удаленных от областей активного взаимодействия плит – Анабарского щита, юга и востока Африки, центра Аравийской плиты, где также выявлены признаки разуплотнения мантии. На этом же рубеже ускорилось прогибание впадин Восточного Средиземноморья, континентальных рифтовых зон типа Байкала и преддуговых трогов, что привело к их современной недокомпенсированности осадками; произошли структурные перестройки и начались дифференцированные вертикальные перемещения в Атлантике. Очевидно, произошло общее возрастание контрастности вертикальных движений.

Попытки свести все тектонические явления, накладывающиеся на проявления плейттектоники, к некоей единой по своему происхождению плюмовой тектонике кажутся мне необоснованными. Приведенные примеры представляют собой региональные тектодинамические системы, охватывающие объемы тектоносферы разной величины, в разной мере обусловленные предшествовавшим тектоническим развитием и, в конечном счете, различные по происхождению. Наибольший интерес среди таких систем представляют те, что приводят к росту гор и другим проявлениям контрастных вертикальных движений. Процессы, образующие такие системы, лишь отчасти совпадают с коллизионными. Будучи региональными, они проявляются частях Земли и могут иметь единую глобальную причину.

С.С. Шульц и Ю.Г. Леонов рассматривали неотектонический этап как последний из неоднократно повторявшихся в фанерозое орогенных этапов продолжительностью 20–40 млн лет. Они накладывались на региональные проявления взаимодействия плит и обусловили традиционное деление складчатых систем на альпиды, герциниды, каледониды и т.д. Характерная особенность орогенных этапов – горообразование. Выше было показано, что в течение неотектонического орогенного этапа его главные проявления охватили лишь короткий (до 5 млн лет) экстремум, приходящийся на плиоцен–квартер и отличающийся резким ускорением восходящих движений и усилением контрастности рельефа. Возможно, он подготовлялся предшествовавшими неотектоническими процессами. Орогенные этапы, наиболее ярко выраженные в коллизионных поясах, можно рассматривать как проявления автоколебаний энергетической системы Земли, периодически накладывающиеся на конвективную в своей основе плейттектоническую систему и связанные с ее

частичной перестройкой. Для неотектонического этапа такая перестройка выразилась в закрытии Тетиса и открытии Индийского океана, на севере которого от запада Аравии до востока Индостана отсутствовали, в отличие от Тетиса, компенсирующие спрединг зоны субдукции. Это сказалось на всей глобальной плейттектонической системе, могло стать источником дополнительного перемещения мантийных масс и тем самым усилить вертикальные тектонические движения и рост гор

В.П. Трубицын¹

Современные представления о процессах, управляющих геодинамической историей Земли (новое в теории плит, тектоника активных окраин континентов, механизмы дрейфа континентов и образования суперконтинентов)

Земля остывает со скоростью 80К в млрд лет с соответственным десятикратным изменением вязкости [1]. В начале геологической истории Земля была на 300К горячее, а вязкость мантии была на три-четыре порядка меньшей. Соответственно скорости мантийных течений в доархейской мантии были в 100 раз большими, литосферные плиты в 10 раз более тонкими, а астеносфера в несколько раз более толстая. По мере остывания Земли менялся характер глобальной тектоники Земли.

Тектоника застывающего магматического океана (4,5–4,0 млрд лет). Почему земная кора моложе 3,9 млрд лет? В первичной более горячей Земле часть верхней мантии была расплавлена. Поэтому выплавлялось много базальтов, но они интенсивно перемешивались мантийными течениями, что затрудняло формирование земной коры. Согласно работам американских авторов, первичная кора Земли начала образовываться только после частичного остывания мантии 4,0 млрд лет. Однако, по аналогии с тектоникой современной горячей Венеры, возможна другая модель. Если скорость всплыивания больших выплавок базальтов превышала скорость их перемешивания в мантии, то первичная Земля должна была быстро покрываться толстой базальтовой корой. В следующем эта сплошная кора препятствовала выходу тепла, мантия перегревалась, вся кора периодически взламывалась и перемешивалась. Поэтому остатки такой первичной коры с возрастами до 4,4 млрд лет должны существовать, но только в микроскопических объемах, что согласуется с данными наблюдений. Численным моделированием получены критерии, определяющие условия возникновения коры и протоконтинентов. Процессы перегрева мантии и перемешивания первичной коры в катархее иллюстрируются компьютерными фильмами.

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

Тектоника континентов, плавающих среди океанических плит в позднем архее и палеозое. Почему континенты объединялись, а суперконтиненты раскалывались? Приводятся имеющиеся данные о глобальных палеореконструкциях дрейфа континентов. В виде фильмов представлены численные двухмерные и трехмерные сферические модели процессов, вызывавшие объединения континентов и островов в единые суперконтиненты. Каждый континент затягивается горизонтальными течениями к ближайшему нисходящему мантийному потоку и проводит большую часть своего времени вблизи него [2]. (Этим в частности объясняется более низкая температура субконтинентальной мантии и формирование корней континентов [3].) Наибольший нисходящий мантийный поток подобно воронке может затягивать к себе также и другой ближайший континент. При этом, как показывают численные эксперименты, каждый из континентов движется вместе со своим нисходящим потоком. В результате объединения двух континентов под ними образуется двойной нисходящий мантийный поток, который с еще большей силой притягивает и другие континенты. В результате возникает суперконтинент, расположенный над мощным нисходящим мантийном потоком.

По данным наблюдений, поток тепла, выходящий из мантии через континенты, равен примерно $30 \text{ мВт}/\text{м}^2$, что в три раза меньше среднего потока через океаны. Численные эксперименты показывают, что под неподвижным континентом мантия нагревается на 200K через 300–500 млн лет, а под суперконтинентом – через 100–200 млн лет. Так как горячее легкое вещество поднимается вверх, то в мантии под суперконтинентом со временем неизбежно возникает мощный восходящий поток, который разрывает суперконтинент. Численные эксперименты показывают, как между расходящимися континентами возникает океан типа Атлантического, а во внешней части – океан типа Тихого. Данные наблюдений и численные эксперименты показывают, что восходящий мантийный поток приподнимает суперконтинент примерно на 300–400 м. Расходящиеся континенты, приближаясь к зонам субдукции, наоборот, опускаются. Этим объясняются наблюдаемые глобальные длиннопериодические колебания уровня Мирового океана по отношению к континентам с периодами порядка 200 млн. лет.

Соответствующие трансгрессии и регрессии океана приводили к изменению площади суши до 40% [1]. Уровень океана был высок, начиная с докембра до образования Пангеи. Возможно, этим можно объяснить происхождение палеозоя с преимущественно морскими формами жизни. Мезозой с преимущественно сухопутными формами жизни, возможно, был обусловлен подъемом Пангеи при возникновении под ней восходящего мантийного потока. После распада Пангеи континенты стали опускаться. Подъем уровня Мирового океана и затопление суши в конце палеозоя – начале кайнозоя способствовали гибели значительной части многих сухопутных животных (возможно, и динозавров). Геологические данные о глобальных колебаниях уровня Мирового океана хорошо кор-

релируют с палеонтологическими данными о смене форм животного и растительного мира [4].

Тектоника литосферных плит с вмороженными континентами в мезозое и кайнозое. Почему твердая литосферная плита, не ломаясь, изгибается в зонах субдукции? Какие силы вызывают закрытие краевых морей и океанов? На моделях иллюстрируются процессы размягчения плиты при изгибе в зоне субдукции и образования трансформного разлома плиты. В виде фильмов приводятся результаты моделирования тектонических процессов, происходящих на активных окраинах континентов Евразии, Северной и Южной Америки. Впервые представлена полная геодинамическая эволюция Тихого океана с объяснением механизма раскрытия краевых морей и причины отката зон субдукции (back-rolling). Откат зон субдукции в сторону океана является одним из важнейших явлений тектоники плит, в частности именно он вызывает закрытие Тихого океана. Сам откат происходит потому, что нисходящие мантийные потоки по обе стороны зоны субдукции, со стороны континента и океана, несимметричны. Но энергия конвективной мантии минимальна при симметричных течениях. Поэтому зона субдукции отступает от континента в сторону океана, чтобы обе части нисходящего потока были бы более симметричны. При этом отступающий нисходящий мантийный поток тянет за собой также и континент в сторону океана.

В отличие от Атлантического океана, в Тихом океане хребет проходит не по его середине, а приближен к Америке. Такая структура Тихого океана возникла потому, что после распада Пангеи Тихий океан начал частично закрываться, при этом континенты стали двигаться с разными скоростями. Первой оторвалась Северная Америка. За 170 млн лет она уже вплотную приблизилась к срединному хребту, который отрывается от нее Калифорнию. Южная Америка отошла от Пангеи 90 млн лет т.н. К настоящему времени она находится в два раза ближе к хребту, чем Австралия. Мантийные течения под большой Евразией тянули ее в разные стороны. Поэтому она только недавно стала двигаться в сторону океана и все еще далеко отстоит от хребта [5].

Результаты моделирования будущей глобальной тектоники Земли и формирования нового суперконтинента. Куда движутся современные континенты, где и когда возникнет новый суперконтинент? Компьютерное моделирование эволюции геодинамических процессов для прошлой Земли позволяет понять их принципиальный механизм. Но при этом результаты трудно привязать к конкретным геологическим структурам, так как неизвестны начальные условия, от которых нужно рассчитывать эволюцию. Для современной Земли по данным сейсмической томографии, гравитационного и теплового поля, динамического рельефа и GPS данным о скоростях плит в настоящее время с хорошей точностью известно трехмерное распределение температуры и вязкости, а также скоростей течений в мантии. Это дает возможность рассчитывать геодинамическую эволюцию Земли на будущее с полной привязкой

к конкретным геологическим структурам. Модель строения и динамики современной Земли построена в основном работами зарубежных ученых. Модели дрейфа континентов и, в частности, будущая эволюция мантийных течений и дрейфа всех шести современных континентов и девяти наибольших островов рассчитаны пока только в России. Представленная трехмерная сферическая модель воспроизводит процессы, принципиальные механизмы которых выявлены ранее на двумерных моделях. Фильмы, построенные по результатам трехмерного моделирования, показывают, как будут продолжать закрываться краевые моря при сближении Евразии и Австралии. При этом возможно раскрытие Северного Ледовитого океана с перемещением всех континентов в Южное полушарие и с формированием там нового суперконтинента. Обсуждается степень достоверности результатов численного моделирования и причины, приводящие к такой эволюции.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 05-05-64029.

Литература

1. Schubert G., Turcotte D.L., Olson P. Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge Univ. Press, 2001. 940 p.
2. Трубицын В.П. Тектоника плавающих континентов // Вест. РАН. 2005. № 1. С. 10–21.
3. Trubitsyn V.P., Mooney W.D., Abbott. Cold cratonic roots and thermal blankets: How continents effect mantle convection //Intern. Geol. Rev. 2003.V. 45, № 6. P. 479–496.
4. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 1994. 198 с.
5. Trubitsyn V., Kaban M., Mooney W., Reigber Ch., Schwintzer P. Simulation of active tectonics processes for convective mantle with moving continents // Geophys. J. Intern. 2006. V.164. P. 611–632.

К.Ф. Тяпкин¹, М.М. Довбнич¹

Вращение Земли – единственный реальный источник энергии ее тектогенеза

Поиском сил тектогенеза Земли и поддерживающих эти силы источников энергии исследователи заняты на протяжении всей истории развития геологии. Итог пока не очень утешителен. Не касаясь так называемого астрономического периода развития Земли, характеризующегося чрезмерно большим количеством степеней свободы развития разных научных взглядов и направлений, рассмотрим проблему энергетики тектонических процессов Земли для геологического периода ее развития. За начало этого периода примем эпоху, когда в Земле сформировались оболочки, подобные современным, и образовалось ее ядро. Принятие, этого условия удобно тем, что отпадает проблема выбора «горячего» или «холодного» происхождения Земли. После возникновения гомоген-

¹ Национальный горный университет, Днепропетровск, Украина

ных оболочек Земли их предыстория для решения проблем последующего тектонического преобразования оказывается менее важной.

Тектонические структуры в земной коре и тесно связанный с ним лик Земли формируются под противоположным действием двух групп сил. Следствием воздействия *одной* из них являются физико-геологические процессы, наблюдаемые на земной поверхности, которые направлены на уменьшение разности отметок между геоидом и соответствующим ему уровненным эллипсоидом, т.е. на достижение более устойчивого равновесного состояния Земли. Если бы Земля была подвержена влиянию только рассмотренной группы сил, то вследствие их направленности она представляла бы собой в настоящее время пленелизированный сфероид. На самом деле этого нет. Следовательно, существует *другая* группа сил, время от времени выводящая Землю из состояния равновесия, в результате действия которой в определенных частях ее поверхности увеличиваются отклонения геоида от сфера. Такие явления принято называть *тектоническими активизациями* Земли. Они выражаются деформациями тектоносферы в виде разломов и перемещения по ним блоков тектоносферы, сопровождающимися складкообразованием, активной магматической деятельностью и другими сопутствующими явлениями. Несмотря на очевидность воздействия второй группы, сил периодически выводящих Землю из состояния равновесия, достаточно длительное и во многом успешное изучение запечатленных в «каменной летописи» Земли результатов действия этих сил, наши знания об их природе до сих пор остаются во многом *гипотетическими*.

При решении рассматриваемой нами проблемы будем исходить из следующих достаточно достоверно установленных положений:

1) можно считать общепринятыми представления о циклическом характере тектонической активности Земли, происходящей на фоне ее направленного развития [1, 2 и др.];

2) периоды тектонических активизаций Земли хорошо коррелируются с периодами определенных астрономических явлений [3];

3) каждой тектонической активизации предшествует более длительная по времени эпоха относительно спокойного развития Земли.

Сопоставляя энергетические оценки глобальных явлений на Земле с величиной энергии вращения планеты, становится очевидным, что вращение – действительно огромный, поистине неисчерпаемый источник энергии. Естественно возникает вопрос: как «зачерпнуть» энергию из этого источника, или, точнее, каков механизм расходования энергии этого источника для реализации тектонических явлений в тектоносфере Земли.

Для получения ответа на этот вопрос обратимся к современным представлениям о строении Земли. Кратко они сводятся к следующему. Землю можно представить состоящей из нескольких концентрических слоев: тонкой коры (A), структура которой переменна и очень сложна; менее неоднородной твердой мантии (B, C, D), распространяющейся от коры до глубины порядка 2900 км; жидкого внешнего слоя ядра (E),

толщиной около 2200 км; вероятно, твердого внутреннего ядра (G) радиусом порядка 1200 км. Между внутренним и внешним ядром сейсмологи обнаружили специфический переходной слой (F) мощностью порядка 100 км. Форма нашей планеты (геоид) весьма близка к фигуре равновесия вращающейся жидкости равновеликой массы (сферионду), характеризующемуся величиной сжатия $\varepsilon = \frac{1}{273}$ [4].

Для характеристики равновесного состояния Земли в целом на 27-й сессии МГК было предложено понятие *геоизостазия* [5]. Геоизостазии соответствует такое состояние Земли, которое она приняла бы, если бы слагающий ее субстрат в пределах каждой оболочки стал жидким, не смешиваясь. В этом случае нашу планету можно было бы охарактеризовать совокупностью уровненных поверхностей, представляющих собой систему сфероидов с все уменьшающимися коэффициентами сжатия, в формировании которых участвуют массы всей Земли, включая гидросферу и атмосферу.

Источником сил, приводящих к тектоническим активизациям Земли, являются вариации ее ротационного режима, выражющиеся в изменениях угловой скорости и положения оси вращения нашей планеты, которые приводят к нарушению геоизостазии. Ниже рассмотрен механизм возникновения этих сил.

Земля вместе с Солнечной системой, частью которой она является, вращается вокруг центра нашей Галактики. Период ее вращения (Галактический год) оценивается величиной порядка $2 \cdot 10^8$ земных лет и соответствует по продолжительности геологической эре.

– Экспериментально установлено, что в течение последних 500 млн лет угловая скорость вращения Земли непрерывно уменьшается; известен эмпирический закон этого уменьшения. Поэтому, не останавливаясь на причинах этого явления, примем его как известный *факт*.

– Земля представляет собой магнит. Перемещаясь в переменном магнитном поле Галактики, она должна испытывать определенный вращательный момент. Вместе с тем, Земля – гироскоп, момент количества движения которого в пространстве должен сохраняться. Удовлетворить обоим требования *одновременно* можно только при условии относительного перемещения различных частей Земли. Исходя из современных представлений о внутреннем строении Земли, можно считать наиболее вероятным проворот внутреннего ядра относительно остальной части Земли по промежуточному слою F. Свидетельством реальности описанного выше механизма относительных перемещений оболочек Земли и внутреннего ядра являются экспериментально наблюдаемые перемещения полюсов по поверхности Земли, которые возможны только при этом условии.

Рассмотрим следствия, возникающие в результате нарушения ротационного режима Земли, и роль, которую они играют в расходовании части энергии вращения Земли на образование сил ее тектогенеза. Изменения ротационного режима Земли приводят к нарушению геоизостазии: 1) уменьшенному значению угловой скорости вращения будет со-

ответствовать новый геоид, с меньшим значением сжатия ε ; 2) новому положению оси вращения Земли будет соответствовать новый геоид, с тем же самим коэффициентом сжатия ε , но расположенным относительно нового положения оси вращения. Непрерывному изменению ротационного режима Земли соответствует непрерывное ее стремление к достижению равновесного состояния, соответствующего новому ротационному режиму. Новое равновесное состояние достигается соответствующей деформацией геоида, приводящей к возникновению напряжений в Земле и, в частности, в ее тектоносфере. Долгое время считалось, что эти напряжения слишком малы для формирования тектонических структур [6]. М.М. Довбничу удалось решить задачу о величине и распределении этих напряжений в тектоносфере Земли [7]. В качестве модели тектоносферы использована тонкая упруговязкая эллипсоидальная оболочка. Использование этой простейшей модели для вычисления напряжений в тектоносфере не может дать ответы на все интересующие нас вопросы, но на два, достаточно важных из них, получены исчерпывающие ответы.

1. Установлено, что максимальные напряжения, возникающие в тектоносфере за счет изменения положения оси вращения, превалируют над максимальными растягивающими напряжениями, обусловленными изменениями угловой скорости вращения Земли. Следовательно, главный вклад в процесс структурообразования в тектоносфере вносят напряжения, возникающие в результате перемещения оси вращения в теле Земли.

2. В эпохи тектонических активизаций, соответствующих интервалам максимальных скоростей перемещения полюса по поверхности Земли, величины этих скоростей оказываются достаточными для накопления напряжений в тектоносфере, превышающих предел прочности слагающего ее вещества. Следовательно, в тектоносфере создаются условия для разломообразования и сопутствующих им геологическим явлений. Они составляют сущность Новой ротационной гипотезы структурообразования в тектоносфере, подробное изложение которой можно найти в учебнике [4].

Следовательно, *вращение Земли можно рассматривать в качестве одного из реальных источников энергии ее тектогенеза*. При этом соблюдаются все общепринятые исследователями основные закономерности тектонического развития Земли: цикличность, обусловленная циклическим характером вариаций ротационного режима Земли; наличие более длительных интервалов спокойного развития Земли, обусловленных периодами накопления напряжений в тектоносфере, которые сменяются более короткими интервалами тектонических активизаций, соответствующими эпохам разрядки этих напряжений, достигшими своих критических значений.

Поиск источников энергии тектогенеза Земли, альтернативных рассмотренному выше, по-видимому, целесообразнее всего проводить путем анализа известных предложений предшествующих исследователей. Наиболее широкое обсуждение в литературе получили предложения авторов, рекомендовавших для объяснения образования тектонических

структур в земной коре использовать спонтанно протекающие в Земле физико-геологические и геохимические процессы типа фазовых, полиморфных и электронных преобразований вещества в условиях высоких температур (T) и давлений (P). Рассматривая перечисленные выше внутриземные процессы, следует иметь в виду два очевидных положения [8]:

1. Все они могут спонтанно развиваться только *однонаправленно*, в сторону достижения минимума энергии системы, т.е. результатом этих процессов могут быть преобразования гомогенных геосфер в радиальном направлении: изменением их радиусов, значений их физических характеристик, вплоть до изменения агрегатного состояния слагающих их пород. В качестве примера назовем известное явление ультраметаморфизма; в результате процесса ультраметаморфизма с течением времени первично осадочные породы земной коры превращаются в кристаллические образования. Энергетической базой этого процесса, по-видимому, является геотермический поток, пронизывающий земную кору. Это только один из примеров участия спонтанных физико-геологических и геохимических процессов Земли в ее направленном развитии. Таким образом, приняв любой из перечисленных выше процессов за *основной*, а тем более – единственный, мы можем объяснить лишь *направленное* развитие Земли, но этими процессами нельзя объяснить ни возникновение *латеральных неоднородностей* в гомогенных геосферах, ни *циклический* характер развития Земли. Объяснения последних возможно только при условии, если удастся найти причины локализации и изменения направленности внутриземных физико-геологических и геохимических процессов.

2. Известно, что состояние вещества, форма его кристаллической решетки или распределение электронов на энергетических уровнях в атоме зависят от РТ-условий, в которых находится в данный момент вещество. Следовательно, для возникновения процессов фазовых полиморфных и электронных преобразований в тектоносфере необходимо изменение РТ-условий, в которых находится вещество, а это возможно *только* в качестве реакций на какой-то внешний фактор. Другими словами, участие рассматриваемых физико-геологических и геохимических процессов в формировании структур в тектоносфере, если, возможно, то только при определенных условиях, в частности, одним из них является необходимость локализации этих процессов в пределах формируемых структур.

Рассмотрим еще один из возможных источников сил и энергии – *явление конвекции вещества в мантии*, которое ряд исследователей пытался использовать для объяснения тектогенеза Земли. Явление конвекции вещества в мантии безусловно требует затрат определенного количества энергии и, судя по масштабам явления, – немалого. Источник его остается не ясным. Судя по результатам наших исследований, некоторую надежду на возможность оправдания тепловой конвекции в мантии представляет собой проворот внутреннего ядра относительно мантии.

Если принять угловую скорость проворота ядра равной среднему значению так называемого западного дрейфа магнитного поля

($0,18^\circ/\text{год}$), то для этого потребуется энергия, порядка $4,2 \cdot 10^{19}$ Дж/год. Часть ее ($3 \cdot 10^{19}$ Дж) идет на поддержание современного магнитного поля [4, 9], а оставшаяся часть ($1,2 \cdot 10^{19}$ Дж) в виде теплового потока передается через жидкое внешнее ядро в мантию и, по-видимому, наряду с тепловым потоком, обусловленным радиоактивным распадом, протекающим в коре и мантии, составляет часть общего потока, излучаемого Землей в космическое пространство.

Для нас важно подчеркнуть, что даже если рассматриваемая часть потока будет способствовать тепловой конвекции в мантии, мы вновь придем к тому же самому ротационному источнику энергии тектогенеза.

Таким образом, можно сделать общий вывод: *единственным реальным источником энергии является ее вращение. Расходование этой энергии на тектонические перестройки Земли регулируется законами взаимодействия нашей планеты с окружающими ее физическими полями космоса, приводящими к вариациям ее ротационного режима.*

В заключение необходимо отметить следующее.

– Сделанный вывод о том, что вращение Земли является единственным реальным источником энергии ее тектогенеза, имеет фундаментальное значение для теоретической геотектоники. Главным его следствием при изучении геодинамических процессов является замена ныне используемой исследователями модели «неподвижной Земли» на модель «вращающейся Земли». А поскольку геодинамические законы в этих моделях разнятся между собой, то при использовании новой модели придется отказаться от ряда «привычных» закономерностей, а поиск новых – начать с «чистого листа».

– Сопоставление энергий, расходуемых различными природными процессами на Земле, с энергией ее вращения позволяет выделить среди них категорию глобальных, т.е. питающихся основным источником энергии нашей планеты. Например, для поддержания современного магнитного поля Земли расходуется энергия порядка $3 \cdot 10^{19}$ Дж/год, источником которой может быть только вращение Земли. Наши исследования подтверждают этот вывод [10]. Энергия землетрясений оценивается специалистами величиной порядка $10^{18} - 10^{19}$ Дж/год. Следовательно, источником их энергии может быть только вращение Земли. В результате изменения ее ротационного режима в тектоносфере возникают и постепенно накапливаются напряжения, одна из форм разрядки которых и представляют собой землетрясения. Отсюда следует логический вывод – решение проблемы прогноза этих катастрофических явлений на Земле надо искать путем изучения распределения напряжений в ее тектоносфере во времени и пространстве.

Литература

1. Хайн В.Е. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры // Строение и развитие земной коры. М.: Гостоптехиздат, 1964. С. 13–28.
2. Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 6. С. 70–111.

3. Балуховский Н.Ф. Геологические циклы. Киев: Наук. думка, 1966. 168 с.
4. Тяпкин К.Ф. Физика Земли. Киев: Вища шк., 1998. 312 с.
5. Тяпкин К.Ф. Новая модель изостазии Земли // 27-я сессия МГК: Тез. докл. М., 1984. С. 438–439.
6. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолиздат, 1962. 609 с.
7. Тяпкин К.Ф., Довбнич М.М. О напряжениях, возникающих в тектоносфере в результате изменения ротационного режима упруговязкой Земли // Геофиз. журн. 2002. № 2. С. 52–60.
8. Тяпкин К.Ф. О роли «внутренних» и «внешних» сил Земли в процессе тектогенеза // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 3. С. 3–8.
9. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 374 с.
10. Тяпкин К.Ф. Новая ротационная модель магнитного поля Земли // Геофиз. журн. 1996. № 1. С. 30–37.

В.П. Уткин¹

Сдвиги океанической литосферы и вулканические пояса Тихого океана

Вулканические пояса Тихого океана, протяженные на тысячи километров, сформированы на абиссальных плитах над глубинными линейными разломами [1 и др.]. Линейность характеризует прежде всего глубинные сдвиги. Магеллановы горы (МГ) приурочены к разломной зоне Огасавара СЗ простирания. Наиболее компактные группировки гайотов МГ образуют широтные ареалы [3] (рис. 1), кулисное эшелонирование которых идентично положению эшелонированных складок потенциального сдвига, сформированного в абиссальной плите над глубинным правым сдвигом нижней литосферы в условиях меридионального сжатия (рис. 2) [4]. Первичное антиформное строение складок определяется реконструкционным подъемом погруженных на 1,5–2,5 км гайотов на уровне их стояния во время абраузии, а также расчетами, согласно которым при реконструктивном возвращении всего объема вулканических построек под абиссальную плиту последняя, в пределах широтных ареалов вулканизма, вздымается на 1,5–2 км с образованием брахиантиклиналей. Под брахиформами, по-видимому, формировались линзовидные декомпрессионные криптокамеры, благоприятные для локализации поступавших по глубинному сдвигу астеносферных магм, а также флюидов с развитием очаговмагмогенерации. Гайоты в пределах широтных брахиантиклиналей контролируются СВ левыми и СЗ правыми сдвигами [3, 4], которые отвечают положению известных в структурной геологии диагональных разрывов складок (см. рис. 2). Опускание брахиантиклиналей после абраузии вулканических построек возможно связано со снятием меридионального сжатия, а также с опустошением магматических камер вследствие вулканизма с последующим вертикальным давлением огромных масс вулканитов, сформировавших вулканические горы.

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

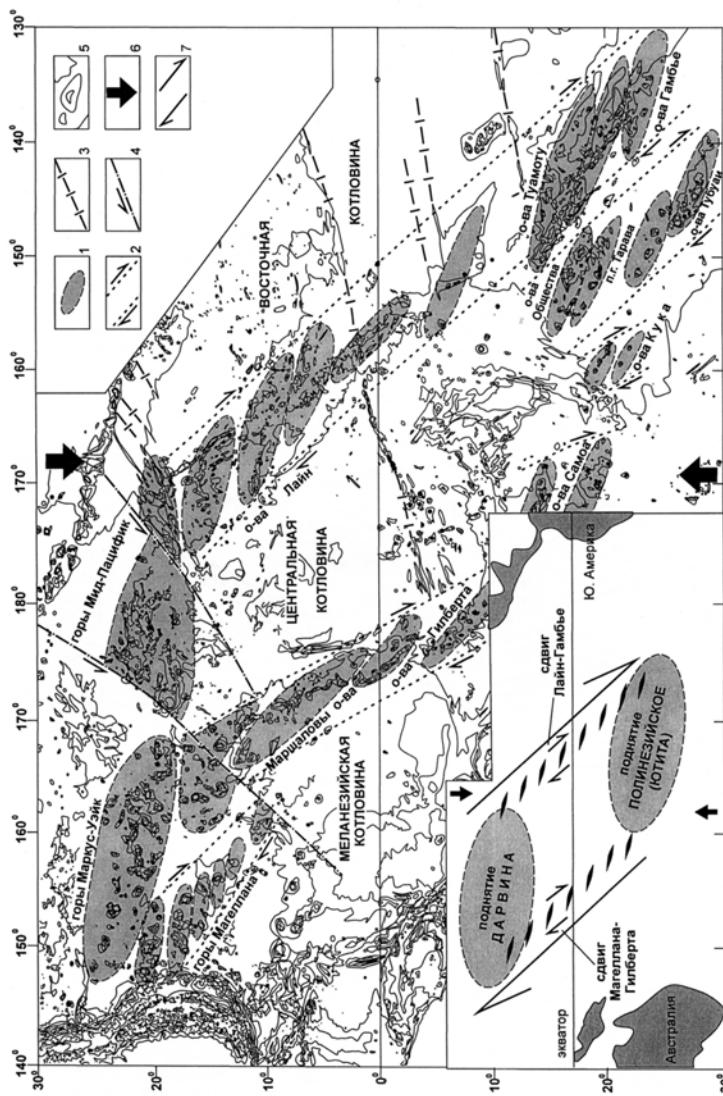


Рис 1 Контроль вулканических процессов Тихого океана спутниками митосфера [4]

Ил. 1. Контуры вулканических поясов, типы оканчивающие ареалы вулканических построек; 1 – линейные сводовые поднятия и эшелонированные брахантинклинали, контролирующие ареалы вулканических построек; 2 – границы линейных эшелонов брахантинклиналий (зон потенциальных сдвигов); 3 – трансформные разломы; 4 – сдвиги, смещающие вулканические пояса; 5 – изобаты; 6 – направления продольного сжатия литосферы; 7 – Экваториальная сдвиговая зона (см. врезку), изображенная с учетом результатов палинспастики СВ левого сдвиги

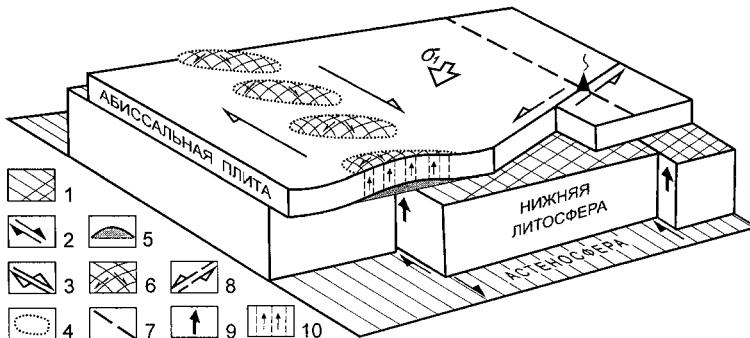


Рис. 2. Геодинамическая модель формирования вулканических поясов в условиях расслоенной литосферы [4]

1 – поверхности горизонтального скольжения литосферы и отдельных литопластин; 2 – сдвиги нижней литосферы; 3, 4 – потенциальный сдвиг (3), выраженный эшелонированными брахиантеклиналями (4); 5 – магматические очаги, формировавшиеся под брахиантеклиналями в условиях декомпрессии; 6 – диагональные системы правых и левых сдвигов брахиантеклиналей, выполнивших роль магмоподводящих каналов; 7 – проекция сдвига нижней литосферы на поверхности абиссальной плиты; 8 – сдвиг абиссальной плиты, на пересечении которого со сдвигом нижней литосферы происходит вулканализм; 9, 10 – поступление астеносферных базитов и флюидов по сдвигам нижней литосферы (9) и дальнейшее продвижение магм из магматического очага на поверхность абиссальной плиты (10)

Аналогом инфраструктуры МГ является кулисное эшелонирование вулканических островов Французской Полинезии (см. рис. 1). Анализ рельефа дна и выделение ареалов вулканических построек показали, что линейные вулканические пояса Маршала–Гилберта и Лайн также характеризуются эшелонированной инфраструктурой, отражающей ее формирование, по аналогии с МГ над глубинными правосторонними сдвигами СЗ простирации [4] (см. рис. 1). Генетическими аналогами широтных брахиантеклиналей МГ, по-видимому, являются идентичной ориентировки мегасводы, входящие в поднятие Дарвина, на которых размещены горы Маркус–Уэйк и Мид–Пацифик, а также Полинезийское поднятие (см. рис. 1). В условиях меридионального сжатия литосферы под Полинезийским сводом продолжает развиваться декомпрессия, что приводит к магматической активизации астеносферы с формированием так называемой Южно-Тихоокеанской изотопной и термической аномалии (ЮТИТА). Контролирующие вулканические пояса правые сдвиги Лайн–Гамбье, Магеллана–Гилберта, простираясь от поднятия Дарвина до Полинезийского, образуют Экваториальную сдвиговую зону (см. рис. 1). Поднятия, располагаясь относительно друг друга кулисно, указывают на свою генетическую принадлежность к этой сдвиговой зоне.

Наложенные на абиссальные плиты тектономагматические структуры, включая и современные вулканические постройки над ЮТИТА,

формировались на протяжении не менее 120 млн лет и, как следует из нашего анализа, в условиях меридионального сжатия литосферы. Столь длительное сжатие, возможно, обусловлено тангенциальными напряжениями, связанными с ротационным режимом Земли, роли которых в планетарной тектонике посвящены многочисленные фундаментальные труды. Привлекает внимание СЗ простирание правосторонних сдвигов, составляющих Экваториальную сдвиговую зону, которая по ориентировке и кинематическим характеристикам полностью вписывается в систему окраинно-континентальных глобальных сдвиговых зон [2] (рис. 3), в свою очередь, отражающих положение диагональных систем планетарной трещиноватости, происхождение которых исследователи связывают с меридиональными напряжениями ротационной природы.

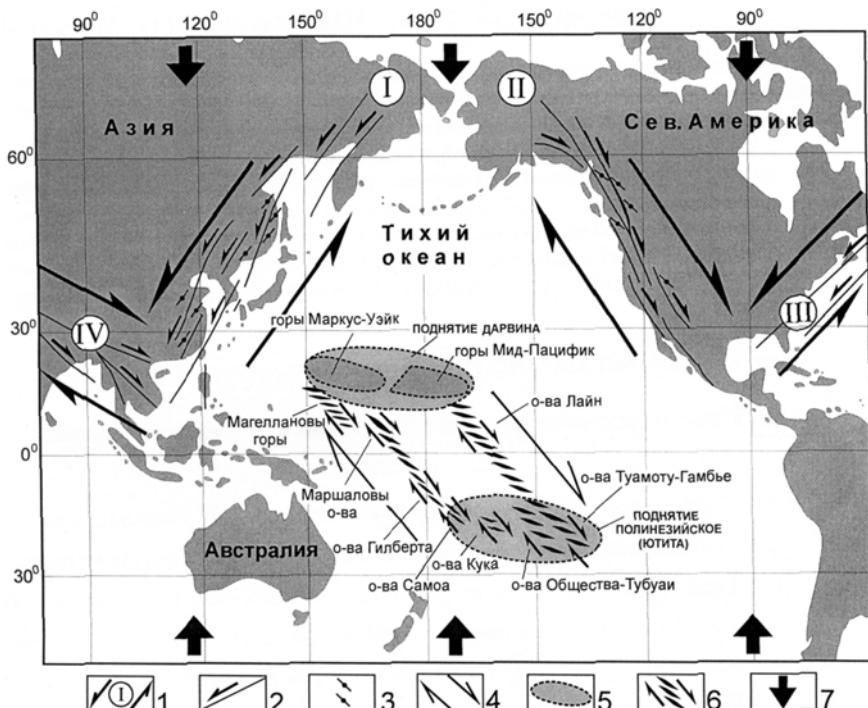


Рис. 3. Сдвиговые зоны океанической литосферы и континентальных окраин [4]

1 – окраинно-континентальные сдвиговые зоны (по: [2]): I – Восточно-Азиатская, II – Северо-Американская, III – Ньюфаундленд-Аппалачская, IV – Евразийская; 2 – отдельные сдвиги сдвиговых зон; 3 – ориентировка складчатых структур сдвиговых зон; 4 – Экваториальная сдвиговая зона; 5 – магмоконтролирующие сводовые поднятия океанической литосферы; 6 – сдвиги, контролирующие вулканические пояса; 7 – направления ротационных напряжений сжатия литосферы Северного и Южного полушарий

Поднятия Дарвина и Полинезийское размещены на одних и тех же широтах (см. рис. 3), располагаясь в поясах так называемых критических параллелей ($20\text{--}50^{\circ}$ с. и ю.ш.), областей максимального тангенциального перемещения подкоровых масс в условиях неравномерного вращения Земли, активно воздействующих на тектонику литосферы. С этими критическими параллелями многие исследователи (начиная с С.А. Гумбольдта) связывают формирование широтных складчатых поясов Северного и Южного полушарий. Возможно, сводовые поднятия Дарвина и Полинезийское отражают своеобразную складчатость океанической литосферы. Вместе с тем, можно предположить, что поднятия являются следствием фронтального скучивания литосферы, медленно смещающейся под действием центробежных сил в направлении экватора. Северные и южные напряжения, «встретившиеся» вблизи экватора, получили разрядку путем формирования Экваториальной сдвиговой зоны, ориентированной под углом 45° по отношению к встречным направлениям сжатия литосферы Северной и Южной Пацифики (см. рис. 3).

Литература

1. Пущаровский Ю.М. Тектоника Земли: В 2 т. Т. 1: Тектоника и геодинамика. М.: Наука, 2005. 350 с.
2. Уткин В.П. Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин континентов // Докл АН СССР. 1979. Т. 249, № 2. С. 425–429.
3. Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Хернберг Л.Б. Роль сдвиговых дислокаций океанической коры в формировании гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Докл. РАН. 2004. Т. 395, № 5. С. 646–650.
4. Уткин В.П. Роль сдвигов океанической литосферы в формировании вулканических поясов Тихого океана // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 5. С. 650–655.

Г.Ф. Уфимцев¹

Феномены новейшего материкового тектогенеза

Новейшая геодинамика земной поверхности и приповерхностных частей литосферы (в физическом смысле составляющих переходный слой земной поверхности) характеризуется тесным взаимодействием внутренних и внешних геосфер Земли, обменом между ними веществом и энергией. Тектонические импульсы, передаваемые на земную поверхность, вызывают быстрые перемещения на ней больших объемов рыхлого или экзогенно-тектогенно дезинтегрированного вещества, и именно эти перемещения определяют степень геологического риска среды обитания.

Эти взаимодействия проявляются и в гигантских, и в малых эффектах приповерхностной новейшей геодинамики, которые имеют разную направленность в зависимости от напряженного состояния верхних час-

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

тей литосферы. В условиях сжатия и тектонического скучивания происходит передача в сферу экзоморфолитогенеза больших объемов литосферного вещества. В подножие Гималаев, на выходе рек из гор, распространены обширные и незадернованные поля валунно-глыбового материала, выносимого летними паводками. Здесь же описаны случаи выдавливания из зон молодых надвигов тектонитов, которые в подошвах тектонических уступов слагают валы или даже гряды низких гор.

В условиях растяжения литосферы (рифтогенеза) клиновидно расширяющиеся по восстанию молодые сбросы интенсивно поглощают рыхлый материал с земной поверхности, а потоки наносов компенсируют интенсивные погружения днищ грабенов, в консолидированном фундаменте которых происходит переукладка тектонических блоков.

Каждой из арен материкового новейшего тектогенеза – равнинно-платформенным областям, возрожденным и молодым орогеническим поясам и тыловым (побережным) ограничениям континентальных окраин – свойственны свои особенные черты (феномены или эффекты), которые остаются малоизученными и познание которых, мы смеем утверждать, может быть весьма полезным для решения некоторых теоретических проблем тектоники или геодинамики, особенно в части явлений приповерхностной тектоники и оценки геологического риска.

В южной части Сибирской платформы, в ее Иркутском амфитеатре, центральную позицию занимает поднятие Лено-Ангарского плато, в пределах которого высоты рельефа достигают 1500 м и более. При его значительных размерах (уровень структурной зоны) это поднятие не имеет корней (увеличения мощностей земной коры) и практически не выражено в морфологии кровли фундамента платформы, погружающейся в западном направлении. Это бескорневое образование, и все эффекты новейшего поднятия и его деления на структурные элементы заключены в верхней части чехла, залегающей на эвапоритовой формации. В ней наблюдается встречное (юго-восток–северо-запад) смещение слоистых пластин чехла платформы, для которых упором-контрфорсом служит Жигаловский вал и перед ним горизонтальные срезы по кровле эвапоритов преобразуются в листрические надвиги, между которыми образовалась протяженная (более 100 км) долина-рамп. В днище последней в свою очередь продолжает расти вверх за счет эвапоритового ядра Жигаловский вал. Таким образом, здесь, в центральной части Лено-Ангарского платообразного поднятия, наблюдается редкое сочетание структурных форм: встречные листрические надвиги, в лобовых частях которых выжимаются синклинальные ядра, занимающие максимальные высоты рельефа – долина-рамп и линейная антиклиналь в его днище. Это явление сродни юрскому складчатому орогенезу, но проявляется во внутренней части платформы, и в обоих случаях мы видим бескорневой тектогенез и возникает общая проблема, – каким образом происходит сокращение латеральных размеров фундамента над бескорневыми деформациями платформенного чехла.

Одной из интересных особенностей геодинамики возрожденных новейших орогенов является формирование сводово-глыбовых гор (тяньшанский, или гобийский, по Н.А. Флоренсову, механизм горообразования). Такого рода сложноустроенные системы поднятий-хребтов и межгорных впадин свойственны внутренконтинентальным коллизионным поясам, и прежде всего, это Тянь-Шань и Алтай. Здесь наблюдается линзовидно-ромбическая система блокового деления верхних частей литосферы на блоки с признаками их продольного течения. Но главный эффект гобийского орогенеза выражается, в первую очередь, в росте поднятий-хребтов и не только по высоте, но и за счет вовлечения в воздымания краевых частей впадин. Еще одна особенность заключается в том, что хребты-своды, будучи поднятыми на высоту 4,5–6,0 км и более над окружающими равнинами, не испытывают блокового распада; в их морфологической структуре преобладающими являются сводовые изгибы, а сопровождающие их молодые разрывы указывают на преимущественно вертикальное приложение действующих сил. Это согласуется с мнением В.Г. Трифонова и В.И. Макарова об относительно небольшом сокращении поперечных размеров литосферы во внутренконтинентальной коллизионной системе. Что касается длительного безблокового распада существования хребтов-сводов, то это, видимо, обеспечивается тем, что при их воздыманиях критические радиусы-кривизны снимаются благодаря преимущественным выдвижениям пластинчатых блоков на крыльях сводов относительно сферических поверхностей сводовых изгибов и относительному же проседанию их центральных или замковых частей – разломы и изгибы здесь работают и одновременно, и сопряженно. При этом следует подчеркнуть, что поднятия-хребты являются по существу сводовыми, а не складчатыми формами.

В покровно-складчатых альпийских орогенах поперечное сокращение их размеров и вообще объемов в верхних частях литосферы достигается двумя способами: 1) тектоническим скучиванием по системам надвигов и субгоризонтальных срывов; 2) выдвижением в свободное полупространство слоистых пластин в аллохтонах по пологонаклонным поверхностям напластования или межформационным kontaktам и их разрушением в тылу лобовых частей аллохтонов с передачей «лишних» объемов литосферного вещества в сферу экзолитоморфогенеза. Это наблюдается в Высоких Гималаях, где фронтальные уступы высочайших горных массивов располагаются за лобовой частью Главного Центрального надвига и проруцируют на поверхности ледников и в днища речных долин гигантские объемы экзогенно и тектонически дезинтегрированного материала приповерхностных частей литосферы.

Простым и наглядным примером такого морфотектонического эффекта является Горный Крым, где в условиях поперечного сжатия происходит выдвижение на юг известняковой пластины яйл и ее разрушение у осевой части береговой антиклинали, сложенной таврическими глинами. Обрушения известняковых блоков и их смещение в виде

оползней или глыбовых скоплений дают нам наглядный пример формирования хаотического комплекса на лобовой части аллохтона, ограничивающего с юга геоблок Крымского полуострова.

Тыловым (побережным) частям активных и пассивных континентальных окраин свойствен другой морфотектонический эффект – формирование и длительное существование протяженных и высоких уступов типа Большого Уступа Южной Африки. Эти сбросовые уступы возникают при расколе континентальной литосферы и вначале ограничивают наклонно поднятые блоки – плечи-противоподнятия межматериковых рифтов (Красное море, Аденский залив). Но и в дальнейшем при удалении материковых массивов друг от друга великие уступы продолжают развитие, будучи сопряжены с системами рифтогенных впадин и бассейнов на шельфах и континентальных склонах. При этом, возможно, в них происходит блоковое дробление, затем – абразионно-тектоническое разрушение побережных тектонических ступеней с последующим за счет них расширением шельфов. В пределах активных континентальных окраин на востоке Азии великие уступы как бы оформляют край «устойчивого континента», будучи приуроченными к окраинно-материковым вулканическим поясам, и ограничивают наклонно поднятые глыбы – плечи-противоподнятия береговых рифтов (Северное Приохотье), квазирифтовых шельфовых погружений (Джугдхур), авлакогенноподобных прогибов или глубоководных впадин окраинных морей (Сихотэ-Алинь).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64173).

И.Н. Фадеев¹

Внутреннее устройство планетной системы и гравитация

«Земля стоит на трёх китах» – это выражение соответствует тройному ядерному механизму образующему планетную систему и удерживающему ее. Откуда об этом узнали наши предки, как произошли такие мегалитические сооружения, как Стоунхендж, египетские пирамиды и другие мегалитические сооружения, для чего они предназначались? Не закрывать глаза, а пытаться объяснить, на основе геологических и физических представлений, вот о чём данная работа. Таинственное исчезновение Атлантиды, тоже ждёт своего объяснения.

Внутри Солнечной системы всё происходит от Солнца и держится вокруг Солнца, к такому выводу приходим в результате заключений, вытекающих из выяснения истинной природы газогидратов. Общепринято, что на Солнце происходит реакция термоядерного синтеза, но не до конца

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) СО РАН, Якутск, Россия

ясны: весь механизм происходящих внутри Солнца процессов, механизм образования и появления солнечных пятен; протекание противоположной термоядерному синтезу реакции ядерного распада; возникновение ядерно-магнитных сил в результате ядерных реакций. Из аналогии подобия макромира и микромира строится новая планетарная модель строения ядра атома, объясняющая асимптотическое равновесие нуклонов в ядре.

В новой планетарной модели атома ядро ограничивается своим макроскопическим аналогом, размером не центральной звезды, а пояса астероидов. Внутренняя область пояса астероидов попадает под действие ядерно-магнитных сил. Гравитационное поле подразделяется на отталкивающую и притягивающую составляющие. Американские физики, нобелевские лауреаты 2004 г., свою премию получили за открытие эффекта асимптотического спокойствия, «как шаг к формулировке общего уравнения гравитации». Действительно это так, равновесное состояние нуклонов в ядре атома объясняет природу гравитации. Гравитационное поле есть разница отталкивающих и притягивающих ядерно-магнитных полей. Ядерно-магнитные поля, в отличие от электромагнитных полей, действуют на все материальные тела, а не только на магнитные. Кольца вокруг внешних планет характеризуют равновесное состояние отталкивающих и притягивающих полей. Внутренние планетыдерживаются и врачаются вокруг Солнца за счёт ядерно-магнитных полей, а внешние планеты – за счёт электромагнитных полей. Поэтому, чем больше внутренняя реакция внутренней планеты, тем она дальше от Солнца, и, наоборот, – чем больше внутренняя реакция внешней планеты, тем она ближе к Солнцу.

Подобное строение планетной системы переносим на ядро атома. Получается, что в центре ядра атома находится тело по размеру неизменно маленькое, но составляющее 98% массы всего атома. Тот самый искомый Бозон Хиггса. Шотландский физик Питер Хиггс в 1964 г. получил Нобелевскую премию за открытие названного его именем бозона. Он сложил массы всех известных элементарных частиц, составляющих атом и, не получив массу атома, предположил, что в пределах атома должно быть тело, составляющее 98% массы атома. С тех пор физики мира ищут Бозон Хиггса, а обнаружить не могут. Получается, что Бозон Хиггса – это и есть подобное Солнцу тело в середине ядра атома.

На правах доказавшего местонахождение данного тела предлагаю назвать его Сулус, что по-якутски означает Звезда, а по-английски – Sulus [сьюлас]. Бозон Хиггса обнаружен, но его зовут Сулус. Бозон Хиггса обнаружить так же невозможно, как запрет Паули для уровня электромагнитных полей; также невозможно обнаружить тело с размером меньше исследуемого для уровня ядерно-магнитных полей. Сулус – это ядро ядра, оно проходит нас kvозь всего, при этом слабо взаимодействуя со всеми материальными телами. Между тем, этим объясняется эффект инерции, что то же самое, что и гравитация.

Рассмотрим нагрев и каление металла. В макроскопическом варианте это наложение инфракрасного излучения на электромагнитное поле. Че-

рез электромагнитное поле усиливаются внутренние реакции всех планет и Солнца. Внешние планеты сильнее вырабатывают и диссирируют нейтральный материал, этот материал попадает в пояс астероидов, с пояса астероидов избыток нейтрального материала сильнее бомбардирует Солнце. Усиливается питание Солнца и увеличивается его размер, тогда оно сильнее излучает лучистую энергию. Таким образом мы видим, как раскаляется материал. В итоге происходит более сильное свечение миллиардов Солнц.

Из «трех китов, на которых стоит Земля», это как бы два кита – внутренняя реакция, происходящая внутри космического объекта. Космическим объектом мы называем космическое тело, обладающее собственной внутренней реакцией. Им могут быть: звёзды, планеты, спутники и кометы. Астероиды и метеориты являются нейтральными телами. Третьим китом является третья ядерная реакция, происходящая во внутреннем ядре космического объекта. Две противоположные ядерные реакции – синтез и распад, характеризуются выделением огромного количества тепловой энергии. Внешнее ядро является концентрическим сферическим телом, наружное излучение тепловой энергии распространяется в мантию, кору и наружу. Внутреннее излучение потенциальной энергии концентрируется во внутреннем ядре и при достижении абсолютного значения давления и температуры превращается в массу. Потенциальная энергия по аналогии с кинетической, также превращается в массу. Так рождается новый водород, который затем участвует в синтезе новых атомов. В космических телах всё изнутри, из самого себя, перерождается и растёт. Образно говоря, из одного атома рождается целая галактика или метагалактика.

На Солнце происходит пять реакций. Солнце или звёзды не имеют внешней твёрдой оболочки, поэтому роль оболочки выполняет такая же пара реакций, как в наружном ядре. Таким образом, в звёздах происходят пять реакций: наружная пара – синтез и распад, внутренняя пара синтез и распад и третья внутренняя реакция – это образование нового водорода. Тройная сущность от этого, как видно, не меняется. Из-за отсутствия наружной оболочки появляется такая же пара реакций. На поверхности звёзд мы наблюдаем начало синтеза и конец распада, поэтому там, в основном, присутствуют водород и гелий. Внутренняя пара реакций находится в более благоприятных условиях, чем наружная пара реакций. Поэтому время от времени в звёздах происходит самововорачивание этих пар реакций – внутренняя пара сильнее выходит наружу, а наружная пара занимает ее место, это называется переполосковкой. На временную границу внутренней и наружной пар реакций приходится область начала распада и конец синтеза как наружной, так и внутренней пар реакций. Полярные области этой границы являются местом рождения солнечных пятен.

Солнечные пятна обладают сильным магнитным полем. В некоторых случаях (как, например, парад планет или определенный космический цикл) при наложении на звёздную систему сильного электромагнитного

поля, солнечное пятно может вырваться из Солнца как мыльный пузырь. В случае закрытия шара пузырь становится планетой или спутником, а в случае его не закрытия – кометой. Комета, кроме тройной ядерной реакции, присущей всем космическим объектам, обладает ещё и реактивной силой, не позволяющей ей встать на круговую орбиту. Малые планеты становятся спутниками больших планет. Затем продолжается рост и развитие этой малой планеты, или спутника. По мере роста планета отодвигается дальше от звезды. В начале планета относительно мала и, если самостоятельна, находится в круговой орбите, оболочка ее становится мантией и постепенно остывает. По мере очередного роста планета отодвигается на орбиту дальше, начинается этап формирования твёрдой коры и гидросферы.

Следующим этапом является формирование биологической жизни и атмосферы. Причем биологическая жизнь на планете существует определённое время, а затем она прекращает свое существование и переносится на следующую планету. Получается, что биологическая жизнь – это только определённый этап развития Космоса.

По аналогу тройной внутренней ядерной реакции теоретически можно создавать ядерные трансформаторы, выкачивающие глобальную энергию из Земли. Необходимо создавать не распадные, или термоядерные, а двойные реакторы. Но человечество к этому, видимо, еще не готово. На этом же принципе можно создавать летательные космические аппараты, передвигающиеся по принципу ядерно-гравитационной генерации. В этом случае такие аппараты, садясь на гравитационные поля тех или иных космических объектов, могут с их помощью передвигаться по Космосу. Реактивно-химические аппараты в данное время, несмотря их прогрессивность, морально устаревают, становятся неспособными выполнять задачи, которые ставит наука и вместе с тем, становятся опасными и слишком тяжёлыми. Всему своё время. На принципе двойных реакторов можно создавать новые материалы с заданными свойствами.

Предшествующая нам до нас цивилизация, видимо, была знакома с этим принципом, они обладали более широкими возможностями, чем мы. Находились они в более широком спектре электромагнитных волн, видели в инфракрасном цвете, о чём свидетельствует боевая окраска индейцев. Эта инфракрасная картина возбуждённого человека в красках сначала по памяти, затем по традиции наносилась для устрашения врагов. Наши предки были умнее нас, объём их мозга почти в два раза больше нашего; кислорода в атмосфере было меньше, а углекислого газа больше. Они были и сильнее нас, о чём свидетельствуют их постройки, и камни были для них легче, чем для нас, так как размер гравитации в то время был меньше.

В предыдущий геологический катализм образовался, по крайней мере, Атлантический океан. Геохронологический возраст, определённый ядерными методами, видимо, следует подвергнуть сомнению, так как, если внутренние процессы Земли объясняются ядерными реакциями, то при глобальном катализме геохронологический возраст адекватно уве-

личивается. На возраст еще алияет глубина залегания и близость разрыва мантийного вещества, так как Атлантический океан моложе, можно прийти к выводу, что Атлантида не утонула, а отодвинулась, порвалась и стала двумя Америками. Она там и была, как говорит Платон, за Гибралтарским проливом. Остатки этого разрыва – Канары, Азоры, Бермуды, Ямайка и Куба – хранят в себе немало артефактов. Центральный город атлантов – это Тиагуанако в Перу.

Следующая моя работа «Звёздная философия» раскрывает материальную (физическую) сущность моральных критериев человечества, ибо мы, как дети Космоса, копируем его. Для тектоники Земли, данная теория полностью объясняет все его передвижения. Это её фундаментальная основа.

Литература

1. М. Ботт. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974.
2. А. Кондратов. А был потоп.
3. <http://jab.tamb.ru/index.html>
4. В.А. Магницкий. Физика и внутреннее строение Земли. М.: Наука, 1989.
5. Платон. Избранные диалоги. М., 2002.
6. Эфемеридная астрономия: Труды ИПА РАН СПб, 2003.
7. И.М. Израилев. Операция «К» / История науки и техники. №12. 2003.
8. И.Е. Иродов. Квантовая физика: Основные законы. М.; СПб: Физматлит. 2002.
9. Г.М. Идлис. Историко-астрономические исследования. М.: Наука, 2005. 396 с.
10. Е.П. Левитан. Физика Вселенной: Экскурс в проблему. М.: Едоториал УРСС, 2004. 184с.

В.С. Федоровский¹, Е.В. Скляров²

Синорогенический коллапс коллизионных систем

1. Коллапс коллизионных систем – неизбежное следствие коллизионной геодинамики, фундаментальный закон природы. Аномально мощная континентальная кора, возникающая в результате коллизии, гравитационно неустойчива и обречена на разрушение, коллапс в режиме растяжения. Он отвечает двум сценариям развития: 1) постколлизионный коллапс и 2) синколлизионный (синорогенный) гравитационный коллапс. Явления, сопровождающие постколлизионный тип коллапса, установлены во многих регионах. Иная картина возникает при обращении к проблемам коллапса синорогенного типа – исследования идут пока в значительной мере ощущью. Очевидно, однако, что синорогенический коллапс является непременным компонентом самой коллизии, он рождается в недрах коллизионных систем и составляет один из главных мотивов глобальной геодинамики.

2. Проблемами синорогенического коллапса занимаются несколько групп исследователей. М.Лью, Д. Шен (M.Liu, Y.Shen) [1], отмечая

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

связь коллизионного коллапса, апвеллинга и мантийного магматизма, полагают, что причины такой корреляции остаются неясными, а сам механизм такого магматизма не находит пока объяснения.

К. Клипейс (K.Klepeis) и соавторы [2] тоже считают, что механизмы, производящие магму, а также ее транспорт через континентальную кору, химическое и механическое развитие литосферы – все это наименее понятные проблемы континентальной геодинамики; однако, по их мнению, мафический состав нижней коры и минеральные реакции, контролирующие плавление, управляют механическим поведением литосферы в течение орогенеза. Эволюция профиля литосферы в результате магматизма и конвергенция сопровождались периодами вертикального сцепления и разъединения коровых слоев. К взаимодействию пластин приводило позднеогенное расширение, а не гравитационные силы.

Обширный материал получен по Гренландии. А.П. Уайт (A. P.White) и его соавторы [3], обсуждая связь между сжатием, сдвигами и деформацией растяжения во время каледонского орогенеза и данными геохронометрии, приходят к заключению о быстром переходе от сокращения каледонид и деформации транспрессии к коллапсу. Авторы подчеркивают, что это растяжение было синорогенным.

Большой массив новых данных такого же плана наращивается по Гималаям и Тибету. П. Дизи (P. Dezes) в работе [4] приводит доказательства одновременно существующего растяжения и сжатия в обеих горных системах и подчеркивает единство стиля растяжения коры и коллизионного процесса. Структуры растяжения, сформированные в течение коллизионного орогенеза, обеспечивают, по мнению П. Дизи, понимание процессов формирования и уничтожения гор. Например, растяжение в Гималаях связано с гравитационным коллапсом высоких топографических градиентов, сформированных во время коллизии Индии и Евразии. Автор считает: «такой коллапс может произойти в любое время после начала утолщения коры, как только критическая толщина ее будет достигнута» [4]. П. Дизи пишет, вместе с тем: «Существование синорогенного растяжения – относительно новое открытие. Оно привлекло большое внимание за последние десять лет. Механизм и кинематика формирования синорогенных структур растяжения – все еще слабо поняты. Чтобы попытаться хотя бы немного осветить это интригующее явление, было предложено несколько моделей».

И действительно, в моделях недостатка нет.

Б. Бурчфель и Л. Ройден (B.C. Burchfiel and L.H. Royden) [5] предполагают, что в Гималах и Тибете различие в топографическом возвышении между индийским форландом и южным концом Тибета достигает точки, где произведенное напряжение больше не может поддерживаться связующей силой пород в пределах верхней коры, и в результате реализуется гравитационный коллапс.

Модель «динамической компенсации» К. Ходжеса (K.V. Hodges) с соавторами [6] интерпретирует растягивающие системы разломов как

гравитационно управляемые компенсационные структуры и это помогает поддерживать критический коровый профиль в орогене в течение длительной конвергенции между Индией и Азией.

Еще одну модель предлагают Д. Груджич (D. Grujic) и коллеги [7]. Авторы называют ее «*Ductile extrusion-channel flow model*».

А. Шеменда (A.I. Chemenda) и соавторы [8] предлагают изящную экспериментальную модель, которая может частично объяснить механизм, ведущий к экстремации в сжимающейся системе.

Для Альп А. Эшер и С. Бимаунт (A. Escher и C. Beaumont) [9] предложили двумерную реконструкцию, которая показывает геометрические следствия модели, объединяющей чистый и простой сдвиги в системе. Она обуславливает выжимание покровов.

Практически для всей территории Европы П. Зиглер (P. Ziegler) [10] составил серию палеотектонических карт, в которых выделяются и этапы коллапса.

Настойчивые исследования синорогенического коллапса идут на севере Европы и в США. Главные объекты – норвежские каледониды и складчатые пояса запада США и Канады. Сам по себе позднеорогенический коллапс здесь уже установлен, однако модель процесса пока неизвестна во всех необходимых деталях. Наиболее активны в этой группе О. Вандерхе и С. Тессье (O. Vanderhaeghe и C. Teyssier) [11]. О. Вандерхе выдвинул такую идею: разогрев, связанный с коллизионным коровым утолщением, инициирует частичное плавление, уменьшает силы сопротивления коры и обуславливает развитие синорогентического коллапса. Альтернативная модель была предложена С. Тессье и Д. Уитни (C. Teyssier, D. L. Whitney) [12]; они рассматривают сценарий, в котором декомпрессия вызывает частичное плавление, ведя к развитию позитивного взаимодействия между плавлением и декомпрессией, и высказывают предположение о том, что подъем горячей орогенической коры создает низкоплотностные и низковязкостные области, которые быстро поднимаются и сохраняют достаточно расплава для поддержания близи-зотермальных условий.

Мимоходом отметим, что проблема синорогенического коллапса вообще обсуждается в атакующем стиле, весело и с задором. Норвежский геолог Х. Фоссен (H. Fossen) [13] публикует статью под экстравагантным названием «*Extensional tectonics in the Caledonides: Synorogenic or post-orogenic?*» (Тектоника растяжения в каледонидах: синорогенная или посторогенная?). Или еще пример – статья Дж. Джилотти (J.A. Gilotti) [14] – «*Timing of extension in the Greenland Caledonides as an analogue for the future exhumation of overthickened crust beneath the High Himalaya*» (Хронометраж растяжения в Гренландских каледонидах как аналог будущей экстремации нижней коры в Высоких Гималах).

Вместе с тем, хотя само понимание и ощущение реального существования синорогенического коллапса коллизионных систем очевидно, реальные примеры структур такого рода пока немногочисленны. Нам ка-

жется, что в связи с открытием в Западном Прибайкалье новых явлений – синметаморфического магматического минглинга и метаморфического минглинга – появляется шанс продвижения в исследовании синорогенического коллапса, этого все еще загадочного феномена и недостающего звена в современной концепции коллизионной геодинамики.

3. Замечательная особенность структур коллапса Западного Прибайкалья – они возникали еще до завершения формирования коллизионного сооружения. Они, как оказалось, – синколлизионные и синорогенные. Мы сталкиваемся здесь с малоисследованной чертой геодинамики коллапса. В глубинах коры еще идут процессы коллизии, но уже начинают действовать противоположные механизмы – раз渲ла, распада мощной, но гравитационно неустойчивой коллизионной системы. Весь каскад структур и событий коллапса нужно рассматривать поэтому как составную часть коллизионного процесса, как эпизоды собственно коллизионного геодинамического сценария. Рифтогенез, как основной мотив коллапса, оказывается, таким образом, непременным компонентом и геодинамики коллизии. Он реализуется «внутри» коллизионного процесса, одновременно (!) и в одном и том же объеме геологической среды, охваченной (и в этом – парадокс) тотальным сжатием.

Подобные пикантные ситуации должны, наверное, приводить к совершенно необычной интерференции структур сжатия и растяжения. Как это может выглядеть – загадка. Возможно, мы ходим вокруг таких структур каждый день. Да не понимаем – что это именно они...

По-видимому, волна коллапса не может охватывать одновременно весь объем коллизионной коры. Можно предположить, что, зарождаясь на границе кора – мантия, она продвигается снизу – вверх по коллизионной коре, и разница во времени проявления коллапса на разных глубинах может быть значительной.

На площади Байкальского геодинамического полигона впервые обнаружены два типа неизвестных ранее образований, имеющих, как оказалось, прямое отношение к коллапсу. Это – *синметаморфический магматический минглинг* [15,16] и *метаморфический минглинг* [17]. *Магма-минглинг*, или механическое смешение магм различного состава, происходило в момент вспышивания базитовой магмы в камеры с синметаморфическим гранитным расплавом. Тектоническая позиция таких зон контролируется проявлениями сдвигового тектогенеза. По-видимому, пулл-апарт структуры, сопровождавшие сдвиги и обеспечивавшие локальные условия растяжения в общей, региональной кинематике сжатия, служили каналами проникновения мантийных магм в средние горизонты коры, охваченные региональным метаморфизмом. Синметаморфический магматический минглинг прямо указывает, таким образом, на то, что уже во время кульминации коллизионного сжатия и сдвигового тектогенеза начинается коллапс аномально мощной коллизионной коры – в режиме растяжения и дренирования мантийных пород в среднюю и верхнюю кору.

Красноречивым свидетельством синорогенического коллапса может служить и **метаморфический минглинг**. Механизм формирования этой необычной смеси можно представить себе как результат внедрения мантийных магм в зоны, образованные маловязким, пластифицированным матриксом – метаморфитом (по механическим свойствам он близок гранитному расплаву, участвующему в магматическом минглинге, например). Высокотемпературный мантийный материал, попадая в маловязкую, охваченную сдвигом и тектоническим течением среду, подвергался каплевидной (шаровидной) блокировке, фрагментации и закатывался в виде нодулей в матрикс, охваченный синметаморфическими складчатыми деформациями. И здесь, как и в случае магматического минглинга, ясно выражены признаки растяжения и коллапса коллизионного сооружения, синхроничного самой коллизии.

По-видимому, существуют какие-то критические параметры, достижение которых неизбежно включает механизмы коллапса, независимо от того, закончилась ли сама коллизия или нет. Несомненно, что они имеют глобальный характер.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 05-05-64016, 05-05-64761), Интеграционной программы РАН и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту», Научной школы НШ 7417 2006.5 и программы «Электронная Земля» Президиума РАН

Литература

1. Liu M., Shen Y. Crustal collapse, mantle upwelling, and Cenozoic extension in the North American Cordillera // Tectonics. 2003. V. 17, №2. P. 311.
2. Klepeis K. A., Clarke G. L., Rushmer T. Magma transport and coupling between deformation and magmatism in the continental lithosphere // GSA Today. 2003, V. 13, №1, p. 4–11.
3. White A. P., Hodges K. V., Martin M. W. Andresen A. Geologic constraints on middle-crustal behavior during broadly synorogenic extension in the central East Greenland Caledonides // Int. J. Earth Sci. (Geol Rundschau). 2002. V.91, P. 187–208.
4. Dezes P. Tectonic and Metamorphic Evolution of the Central Himalayan Domain in Southeast Zanskar (Kashmir, India) // 1999, <http://comp1.geol.unibas.ch/~zanskar.html>
5. Burchfiel B.C., Royden L.H. Large scale north-dipping, low-angle normal faults in the high Himalaya // AGU 1984 fall meeting, San Francisco, CA, Dec. 3 – 7. P. 1094.
6. Hodges K.V., Parrish R.R., Searle M.P. Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas // Tectonics. 1996. V. 15, №6. P. 1264 – 1291.
7. Grujic D., Casey M., Davidson C., Hollister L.S., Kündig R., Pavlis T., Schmid S. Ductile extrusion of the High Himalayan Crystalline in Bhutan: evidence from quartz microfabrics // Tectonophysics. 1996. V. 260. P. 21 – 43.
8. Chemenda A.I., Mattauer M., Malavieille J., Bokun A.N. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated faulting: Results from physical modeling // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V. 132. P. 225 – 232.
9. Escher A., Beaumont C. Formation, burial and exhumation of the basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps // J. Struct. Geol. 1997. V. 19, №7. P. 955.
10. Ziegler P. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys – A visual Presentation of a Series of Paleogeographic-Paleotectonic Maps. Search and Discovery Article No 30002 // 1999, <http://www.searchanddiscovery.com/documents/97020/memoir43.htm>

11. *Vanderhaeghe O., Teyssier C.* Crustal scale rheological transitions during late-orogenic collapse// *Tectonophysics*. 2001. 335. P. 211 – 228
12. *Teyssier C., Whitney D. L.* Gneiss domes and orogeny// *Geology*. 2002. V.30. P.1139 – 1142
13. *Fossen H.* Extensional tectonics in the Caledonides: Synorogenic or postorogenic? // *Tectonics*. 2001. V. 19, № 2. P. 213 – 225
14. *Gillotti J.A.* Timing of extension in the Greenland Caledonides as an analogue for the future exhumation of overthickened crust beneath the High Himalaya // Denver Annual Meeting, Session No. 213, Kinematics of the Himalayan-Tibetan Orogen – Comparing the Present with the Past. http://gsa.confex.com/gsa/2002AM/finalprogram/abstract_38031.htm
15. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Докл. РАН. 2001. Т.381, №4. С.522 – 527
16. Скляров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смещения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. №2. С.47 – 64
17. Федоровский В.С., Хромых С.В., Сухоруков В.П., Куйбida М.Л., Владимиров А.Г., Скляров Е.В., Докукина К.А., Чамов С.Н. Метаморфический минглинг (новый тип минглинг-структур) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 255-259 (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т.2) С. 255 – 259

Н.И. Филатова¹

Среднемеловая орогения и ее связь с другими глобальными процессами

Корреляция геологических событий в глобальном масштабе важна как с точки зрения выявления их синхронности, так и в целях определения степени генетической зависимости. С этих позиций особый интерес представляет меловой период развития Земли, выделяющийся на фоне фанерозойской истории рядом уникальных феноменов [1,2,3–9,10,11 и др.] и, прежде всего, интенсивной среднемеловой орогенией.

Среднемеловая орогения (поздний неоком – альб, 125–100 млн лет) носила глобальный характер. Ярко проявилась она, в частности, на территориях Северо-Востока России и Аляски [1,4–8,10,12]. Формирование аккреционно-коллизионной Верхояно-Чукотской тектонической области началось в поздней юре при закрытии Оймяконского океанического бассейна и столкновении Колымско-Омолонских террейнов с окраиной Сибирского континента [12 и др.]. Однако решающей для оформления этой тектонической области была среднемеловая (125–100 млн лет) орогения, инициированная спредингом в Канадском бассейне [11], что привело к закрытию бассейнов Южно-Ануйского – Ангаючам и столкновению края Гиперборейской континентальной плиты со структурами, примыкавшими к активной восточной окраине Сибирского континента.

В результате оформились среднемеловые покровно-складчатые системы – Верхояно-Колымская и Новосибирско-Чукотская-Брукса, разделенные Южно-Ануйской-Кобук коллизионной сутурой. В перифериче-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ской северо-западной части палео-Пацифики среднемеловая орогения выразилась в причленении к окраине формирующегося Азиатского континента по Юдома-Алучинскому надвигу фрагментов структур (террейнов) палеозойских и мезозойских островных дуг и окраинных морей с оформлением периокеанической Северо-Охотско-Корякской покровно-надвиговой системы. Вызвавший среднемеловую орогению режим сжатия сопровождался крупными сдвигами, особенно на последних стадиях покрово-надвигообразования. Однако в случае косого схождения плит и микроплит сдвиги играли решающую роль в формировании структур, примером чего служит Корейско-Японско-Сихотэ-Алинский среднемеловой орогенический пояс [6–8, 12 и др.].

Среднемеловая орогения энергично проявилась и на востоке палео-Пацифики. На северо-западе Северной Америки ее называют колумбийской, а в Орегоно-Калифорнийском сегменте – Севиер. В результате возник террейновый покровно-надвиговый орогенный пояс, нараставший край континента. Аналогичного характера орогенические события реконструированы в Центрально-Американском регионе и на Тетической окраине Лавразии (позднекиммерийский и австрийский тектогенез) [2, 6, 7, 11 и др.]. К индикаторным элементам среднемеловых орогенных систем (поясов) относятся: сопровождающие обдукацию и покровообразование зоны метаморфизма и гранитизации, коллизионные (синнадвиговые и синсдвиговые) бассейны с молассово-олистостромовым или флишоидным наполнением (Колвилл, Айнахкургенская и т.п.) и др. [1, 4–6].

Среднемеловые орогенные системы претерпели тектоническую инверсию в связи с неоднократным последующим тектогенезом (так, в Северо-Охотско-Корякской системе даже палеоцен-эоценовые комплексы неоавтохтона интенсивно дислоцированы); однако главные складчато-покровные структуры оформились здесь в интервале готерив–альб и были «запечатаны» верхнеальбским–верхнемеловым неоавтохтоном (нередко промежуточным).

Среднемеловой орогенез, который зачастую выделяют в ранг гиперколлизии, протекал на фоне глобальной реорганизации плит: распада Пангеи, раскрытия Южной Атлантики (120–110 млн лет назад), соединения последней с COX Центральной Атлантики, продвижения на север зоны спрединга Северной Атлантики и встречного раскрытия в барреме–альбе Канадской котловины [2, 3, 7, 10–12 и др.]. Среднемеловому тектогенезу соответствовало резкое увеличение продуктивности коры Мирового океана: с $17 \text{ км}^3/\text{год}$ в барреме до $30 \text{ км}^3/\text{год}$ в апте [9 и др.]. При этом в Атлантическом океане на рубеже 118 млн лет произошло наращивание площади коры с $0,24$ до $0,54 \text{ км}^2/\text{год}$, а в Тихом океане объем коры в апте возрос до $20 \text{ км}^3/\text{год}$ [2].

Подобная синхронность максимумов продуцирования коры в различных океанах предопределила экстраординарную интенсивность и глобальность масштаба среднемелового тектогенеза на фоне остальных мезозойско-кайнозойских тектогенезов. Аномальный пик прироста

океанической коры в интервале 125–100 млн лет вызвал ускоренное перемещение островных дуг и океанических плато к границам континентов, а возникшая стрессовая обстановка привела к «торошению» перикоэанических участков с кратковременным формированием здесь островных дуг [13]. Интенсивный спрединг обусловил экстраординарное сжатие (ridge-pull force) и «выталкивающий» эффект [11] по периферии Тихого океана (усиленные центробежным перемещением континентов от раскрывающейся Атлантики), что вызвало прекращение процессов субдукции (и надсубдукционного магматизма) и привело к аккреционно-коллизионным процессам у активных окраин континентов – к их наращиванию тектонически совмещёнными разнородными террейнами, составляющими покровно-надвиговые орогенные пояса [1,4–8-11,12]. Примером воздействия на формирование структур континента событий в нескольких океанах является Гиперборейско-Восточно-Азиатский сегмент Земли, среднемеловая орогения в котором была обусловлена синхронными явлениями: раскрытием в Арктике Канадского бассейна и резким ускорением спрединга в палео-Пацифике.

Реорганизация литосферных плит и появление сквозного экваториального течения, а также экстрагирование больших объемов CO₂ в ходе интенсивного магматизма обусловили пик мелового потепления климата, что привело к увеличению производительности растительного и животного мира и экстремальной продуктивности углей, черных сланцев, нефти и газа в интервале 120–80 млн лет [9 и др.].

Цепочка взаимобусловленных событий – глобальный орогенез, раскрытие океанических бассейнов, аномально ускоренный спрединг – обнаруживает связь с эндогенным суперплюмовым эпизодом, который совпадает с этапом (125–83 млн лет) лишенного инверсий магнитного поля Земли [9 и др.]. Этому интервалу соответствует резкое увеличение объемов внутриплитных базальтоидов, пик которых приходится на интервал 125–100 млн. лет, а в редуцированных объемах – до 80 млн лет [9]. Комплекс этих событий рассматривается [2,9,11,14 и др.] в качестве индикатора экстраординарного выброса в среднем мелу тепловой энергии и мантийного материала от слоя D» в форме нескольких суперплюмов. На фоне непрерывно действующего плюмового механизма Земли различной степени интенсивности [2,3,14 и др.] меловой суперплюмовый этап (125–80 млн лет) является одним из уникальных в фанерозойской истории, характеризуясь таким комплексом катастрофических событий на Земле, который не отмечался в течение последних 150 млн лет [9].

Выводы.

1. В интервале поздний неоком – ранний альб произошла интенсивная глобальная орогения (с начальными импульсами в поздней юре), выразившаяся в наращивании континентов покровно-надвиговыми поясами, в которых тектонически совмещены фрагменты структур (террейны) разновозрастных островных дуг, окраинных морей, океанов и континентов; тектогенез сопровождался явлениями обдукции и метамор-

физма. Среднемеловые орогенные пояса, генетически связанные с этапами ускорения конвергенции литосферных плит, чаще занимают периоеканические позиции, хотя в ряде случаев располагаются между пришедшими в столкновение континентальными плитами или микроплитами. Поскольку всё структурообразование на активных окраинах нередко связывают только с процессом субдукции, необходимо подчеркнуть принципиальные генетические и структурно-вещественные различия периоеканических аккреционно-коллизионных орогенных поясов и аккреционных надсубдукционных призм [1,4 и др.].

2. Причиной среднемелового тектогенеза явилась глобальная реорганизация плит: распад Пангеи, раскрытие новых океанических бассейнов (Атлантика, Канадский и др.), а также резкое ускорение спрединга в уже существовавших. Аномально высокий прирост коры Мирового океана в интервале 125–100 млн лет вызвал режим интенсивного сжатия на конвергентных границах плит, что привело к среднемеловому тектогенезу.

3. Катастрофические среднемеловые события – пик прироста океанической коры и глобальная орогения –, являясь по масштабности уникальными за последние 150 млн лет, генетически обусловлены не менее уникальным по интенсивности меловым (125–80 млн лет) нижнemanтийным апвеллингом (в виде суперплюмов), которому соответствовали интервал безинверсионного магнитного поля Земли и высокие объемы базальтоидов внутриплитного типа.

4. Обнаружена положительная корреляция между активностью мантийного апвеллинга, интенсивностью внутриплитного магматизма, темпом спрединга и скоростью субдукции океанических плит на конвергентных границах. Однако в суперплумовые эпизоды экстраординарно высокий темп наращивания океанической коры вызывает режим интенсивнейшего сжатия в периоеканических областях, прекращающий процесс субдукции и результатирующийся в окраинно-континентальном тектогенезе. В такие этапы процессы субдукции и орогенеза находятся в противофазах. Глобальный масштаб орогении свойствен стадиям совпадения пиков активности суперплюмов (и максимума прироста коры Мирового океана), что за последние 150 млн лет отмечено для интервала 125–80 млн лет.

Работа поддержана РФФИ (проекты №№ 05-05-64917, 05-05-64198, 05-05-65320), грантом НШ 748.2006.5 и Программой ОНЗ РАН № 14.

Литература

1. Богданов Н.А., Филатова Н.И. Строение и геодинамика формирования активных континентальных окраин // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 9–23.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192с.
3. Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А. и др. Глубинная тектоника Земли: строение, структурная асимметрия, геодинамика геосфер // Докл. РАН. 1999. Т. 366, № 1. С. 88–99.
4. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.

5. Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на северо-востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 64–71.
6. Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 2. С. 3–17.
7. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный Мир, 2001. 606с.
8. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
9. Larson R.L. Geological consequences of superplumes // Geology. 1991. V. 19, N 10. P. 963–966.
10. Tectonic evolution of the Bering Sea Shelf-Chukchi Sea-Arctic margin and adjacent landmass. A. Grantz. et al. (eds). Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. 388p.
11. Vaughan A.P.M. Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: a superplume-related Event? // Geology. 1995. V. 23. P. 491–494.
12. Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
13. Ломизе М.Г. О сопряжённых проявлениях субдукции и обдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 5. С. 650–652.
14. Stein M., Hofmann A.W. Mantle plume and episodic crustal growth // Nature. 1994. V. 372, N. 3. P. 63–68.

В.П. Филатьев¹

Энергетика тектоники

При изучении тектонических процессов на Земле часто обращаются к исследованию энергетических источников, способных поддерживать эти процессы. Приводимые оценки далеко неоднозначны и во многом зависят от того, что исследователь понимает под источником энергии. При этом называются самые различные энергетические источники и, прежде всего, солнечная радиация, аккреция вещества и образование ядра планеты, распад радиоактивных элементов и т.п.

Однако мало где принимается во внимание наиболее мощный энергетический источник – кинетическая энергия осевого вращения Земли. Если, по данным Ириямы [1], за все времена эволюции Земли, т. е. за $T = 4,5 \cdot 10^9$ лет, на нее поступило энергии $4,9 \cdot 10^{38}$ эрг, то кинетическая энергия осевого вращения Земли только за год составляет $2,16 \cdot 10^{36}$ эрг (!).

При наличии такого мощного энергетического потенциала любые изменения в скорости вращения планеты и вытекающие из этого тектонические последствия могут всегда быть обеспечены энергией высокого порядка. Эти изменения принято подразделять на три типа: нерегулярные (скаккообразные), краткопериодические (суточные, годовые) и вековые; они установлены инструментально по крайней мере для последних двух тысяч лет. Вековые изменения скорости вращения создают напряжения в оболочке, превосходящие предел ее упругости и вызывающие пластические и необратимые деформации. После своего сформирования Земля претерпевала сложные непрерывные изменения скорости вращения от ве-

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

ковых до кратковременных. Суммарная величина долгопериодических изменений скорости вращения достаточна, чтобы вывести из равновесия фигуру Земли и вызвать необходимость ее перестройки. «Равновесное состояние фигуры Земли в настоящее время и неоспоримые следы необратимых деформаций коры планетарного масштаба свидетельствуют о таких преобразованиях фигуры Земли и сопряженных с этим необратимых деформаций ее коры в геологическом прошлом» [2].

По данным сейсмологии, определено различие в плотности вещества Земли с нарастанием ее от поверхности к центру планеты. В соответствии с этим была принята схема [3] расслоения Земли на ряд концентрических геосфер. Поскольку различие свойств геосфер основано на различии в их плотностях, то, естественно, что при изменении скорости вращения планеты моменты инерции этих геосфер будут разными. Это выразится в эффекте «проскальзывания» одной геосферы по другой и трении на границе между ними с выделением тепла. В случае достаточного его выделения произойдет расплавление субстратов коры и верхней мантии, что и будет представлять собой субстрат астеносферы, плотность которого больше, чем плотность литосферы. В силу этого этот астеносферный субстрат будет продвигаться к востоку быстрее литосферной оболочки, в случае замедления вращения Земли, и – к западу, в случае ускорения её вращения.

Этот процесс будет осложняться еще одним явлением. Известно, что к каждой замкнутой вращающейся системе применим закон сохранения количества движения, выраженный произведением массы частицы на ее окружную скорость и радиус вращения. В нашем случае, при изменении скорости вращения Земли каждая частица мантийного субстрата стремится сохранить свой момент количества движения (импульса). Поскольку при замедлении вращения планеты уменьшается линейная скорость частицы, а ее масса остается неизменной, то условие сохранения величины момента импульса возможно лишь за счет увеличения радиуса. То есть каждая частица, образующаяся при выплавке мантийного субстрата, помимо продвижения к востоку будет стремиться перейти на больший радиус вращения, т.е. смещаться в сторону экватора. В области экватора изменение радиуса на больший уже невозможно, и потому частица будет иметь только инерционное движение к востоку, но при этом наибольшее, поскольку здесь происходит наибольшая потеря линейной скорости, а необходимость сохранения момента количества движения остается в силе.

В области полюса, наоборот, инерционные силы практически отсутствуют, а возможность сохранить момент импульса за счет изменения радиуса на больший (т. е. в сторону экватора) широко открыта.

Таким образом, результирующее направление движения мантийных масс (суммарный вектор), представленных этими частицами, в силу приведенных выше закономерностей, будет изменяться от широтного в области экватора до меридионального в области полюсов, через все промежуточные направления [4].

Естественно, что при ускорении вращения Земли движение мантийных масс будет иметь обратной направление, со всеми вытекающими из этого тектоническими последствиями.

Продвигаясь в том или ином направлении, астеносферный субстрат будет стремиться перемещать лежащие на нем отдельные блоки литосфера подобно течению речного потока перемещающего льдины. Такими «льдинами» могут быть прежде всего краевые части континентальной коры. Разделенные еще раньше на различные блоки глубинными разломами регматической сети, они будут «отнесены» движущимися из под континента астеносферными потоками на то или иное расстояние от больших массивов континентальной коры, возможно, повернуты в ходе течения этих потоков на различные углы и деформированы. Ярким примером этого явления служат цепи островных дуг, палеодуг (зон скучивания коры) и островных архипелагов Западной Пацифики.

Изменения в скорости вращения планеты и, стало быть, изменение ускорения силы тяжести, весьма существенно отразились в изменении животного мира прошедших эпох. Так, И.В. Кириллов [5] подметил, что динозавры и другие гиганты прошлого имели такой легкий скелет, который не мог бы их поддерживать в условиях современной силы тяжести. Именно потому, что сила тяжести стала нарастать, начиная с мела, стали последовательно уменьшаться размеры предельно крупных организмов, произошел вторичный уход некоторых из них в воду [6]. Кстати, имеется палеореконструкция одной из форм динозавра (барозавра), принадлежащая американскому палеонтологу Р. Бэккеру [7], из которой хорошо видно, что «легкая походка» этого гиганта была бы совершенно немыслима при нынешней силе тяжести. Об увеличении силы тяжести говорят и данные об уменьшении к настоящему времени предельных углов наклонов в съпучих средах [8].

Проявление всех этих процессов, на наш взгляд, вполне объясняется особенностями движения Солнечной системы по ее галактической орбите. В 1952 г. П.П. Паренаго [9] установил и опубликовал свои исследования в области неравномерности галактического движения (некоторых) звезд, и в том числе Солнца, а следовательно, и Солнечной системы в целом. Он показал, что Солнце движется вокруг центральных масс Галактики по закону, установленному Кеплером, т.е. по эллиптической орбите. Согласно этому закону, в перигалактии Солнечная система ускоряет свой бег по орбите, а в апогалактии, наоборот, его снижает. Вследствие закона сохранения количества движения, Солнечная система, ускоряя свой бег по орбите, должна замедлять собственное вращение, т.е. «бег» своих планет по их орбитам. При этом каждая планета, замедляющая этот «бег», опять же, для сохранения момента количества движения должна ускорять собственное вращение. Иными словами: ускорение движения солнечной системы по ее галактической орбите оборачивается ускорением вращения ее планет и, соответственно, замедление движения солнечной системы приводит к замедлению такого вращения.

В геологической истории Земли установлены проявления периодичности (цикличности) как климатических, так и тектонических процессов. Интервалы в этой цикличности (180–220 млн. лет) достаточно близки к величине аномалистического года Солнца. Вне всякого сомнения, что между этими явлениями существует прямая природная связь.

Предлагаемая в настоящей работе тектоническая концепция основывается на цикличности процессов во Вселенной в целом и на ее части – планете Земля. В случае принятия этой концепции отпадает необходимость оперировать такими понятиями, маловероятными с физической точки зрения, как мантийные ячейки и мантийная тепловая конвекция, субдукция, спрединг из серединных океанических хребтов, возрастная индексация магнитных аномалий и тому подобные атрибуты концепции плитовой тектоники.

Литература

1. Iriyama J. Energy balance in the Earth interior // Tectonophysics, 1977. V. 41. P. 243–249.
2. Цареградский В.А. К вопросу о деформациях земной коры // Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 159–163.
3. Буллен К.Е. Введение в теоретическую сейсмологию. М.: Мир, 1966.
4. Филатьев В.П. Физико-астрономические обоснования ротационной тектоники Земли // Материалы Четвертого международного междисциплинарного научного Симпозиума «Законыомерности строения и эволюции геосфер». Хабаровск, 1998. С. 168–170.
5. Кириллов И.В. О возможном направлении процесса развития Земли // Астрон. вест. 1973. Т. 7, № 2. С. 113–117.
6. Нейман В.Б. Расширяющаяся Земля. М.: Географгиз, 1962. С. 75–80.
7. Bakker R.T. The superiority of Dinosaurs // Discovery. 1968. V. 3, N 2. P. 11–22.
8. Смирнов Л.С., Любина Ю.Н. О возможности изучения изменения силы тяжести с геологическим временем // Докл. АН СССР, 1969. Т. 187, № 4. С. 874–877.
9. Паренаго П.П. О гравитационном потенциале Галактики. Ч. 2 // Астрон. журн. 1952. Т. 29, № 3. Изд-во АН СССР.

В.Е. Хайн¹

Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления.

Несмотря на огромные успехи, достигнутые в области геотектоники и геодинамики во второй половине прошлого и начале настоящего столетия, некоторые кардинальные вопросы этих наук остаются нерешенными, что, впрочем, естественно для любой науки. Из этих вопросов я попытаюсь остановиться на некоторых, представляющихся мне главными.

Первый из этих вопросов касается того, что является важнейшим, определяющим мотором в динамике и развитии нашей планеты, – внутренние, эндогенные, источники энергии или внешние по отношению к

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ней факторы. Подавляющее большинство исследователей на протяжении длительного времени молчаливо решают этот вопрос в пользу внутренних, глубинных, эндогенных процессов, очевидно основываясь на наглядности их внешних проявлений, прежде всего вулканизма и сейсмичности, а в последнее время – на инструментально доказанных вертикальных и горизонтальных перемещениях земной поверхности. Однако более объективное рассмотрение проблемы показывает, что время для однозначного ее решения еще не наступило. Об этом свидетельствует ряд работ, в которых указывается на роль иных, чем глубинные, факторов, влияющих на динамику и эволюцию Земли.

Это, прежде всего, ротационный фактор, связанный с осевым вращением Земли, который нельзя отнести к глубинным, хотя он и не является внешним по отношению к нашей планете. На значение этого фактора давно и настойчиво указывали многие исследователи, но с появлением теории тектоники литосферных плит он как бы был отодвинут на задний план и лишь в последние годы вновь стал привлекать к себе внимание.

Как известно, осевое вращение вызывает проявление в земной коре и литосфере напряжений и сил двойского рода, приводящих к смещению коровых и литосферных масс в западном направлении по отношению к подстилающей астеносферной мантии и в направлении от полюсов к экватору. Действие этих сил сказывается в асимметрии общей структуры и рельефа Земли, в распределении на ее поверхности складчатых горных сооружений, рифтовых систем [1], трансформных разломов, проявлений сейсмичности [2] и магматизма.

Весьма существенное значение имеет тот факт, что осевое вращение Земли происходит явно неравномерно, с разной скоростью, причем эта неравномерность проявляется в самых различных временных масштабах и к настоящему времени надежно установлена инструментальными методами [4]. Неравномерность вращения вызывает периодическую перестройку фигуры Земли и создает в ее коре и литосфере напряжения, ответственные за возникновение регматической сети разломов и трещин. Реальность проявления этой сети, включающей ортогональную и диагональную (или диагональные) системы в современном структурном плане Земли и ее рельфе убедительно подтверждены В.М. Анохиным и И.А. Одесским [5], а Ю.А. Морозов [6] недавно показал, что ей подчиняется ориентировка орогенных систем и закономерно осложняющих их сдвигов самого различного возраста, начиная с раннедокембрийских.

С осевым вращением Земли связан и другой важный аспект динамики Земли – дифференциальное вращение ее оболочек. Этот аспект лишь недавно обратил на себя внимание и пока еще слабо изучен. Реальность его установлена на двух уровнях – одном глубинном, даже сверхглубинном, и втором почти приповерхностным. Первый уровень – это граница внутреннего и внешнего ядра Земли. Как ныне выяснено, внутреннее твердое ядро Земли вращается с большей скоростью, чем остальное твердое тело планеты вместе с внешним, жидким ядром. Второй уровень

– это перемещение литосферы по астеносфере относительно нижележащей мантии. Но можно предполагать, вместе с некоторыми исследованиями, что подобные дифференциальные смещения происходят и на границах других оболочек – ядра и мантии, нижней и верхней мантии (на глубине 660–670 км). Такая возможность, если не необходимость, вытекает, по Ю. В. Баркину [7], из того факта, что центр тяжести нашей планеты не совпадает с ее геометрическим центром, а стимулом таких перемещений является гравитационное воздействие окружающих Землю небесных тел. Результатом же дифференциальных перемещений оболочек должны являться: разогрев вследствие трения (Ф.А. Летников [8]) и, возможно, внутренние гравитационные волны (О.В. Петров [9]).

Что касается гравитационного воздействия на Землю других тел Солнечной системы, то их общеизвестным и наиболее наглядным проявлением являются твердые солнечно-луные приливы. Их роль в геодинамике до последнего времени определенно недооценивалась по двум причинам – предполагалось, что? по аналогии с тем, что наблюдается в океанах, энергия приливов рассеивается, а амплитуда приливов монотонно убывает с геологическим временем вследствие столь же монотонного удаления Луны от Земли. Однако ошибочность первой предпосылки была показана Ю.Н. Авсяком [10] и Р. Бостромом [11], а первый из этих авторов обосновал представление о том, что удаление Луны от Земли периодически прерывалось обратным процессом, вызывавшим соответствующее возрастание амплитуды приливов. Оба эти исследователя, а ранее А.В. Маслов при поддержке Ю.А. Косыгина [12] считают это фактор даже важнейшим в геодинамике (по мнению Р. Бострома в сочетании с теорией тектоникой плит), что представляется, впрочем, спорным.

Указывается еще на одно, правда весьма гипотетическое, возможное воздействие происходящих в окружающем Землю Космосе, уже за пределами Солнечной системы, процессов на нашу планету – это гравитационные волны [13, 14]. Авторы всех цитированных выше исследований пытаются привлечь описываемые ими процессы, включая только что упомянутые гравитационные волны, и для объяснения разномасштабной периодичности (цикличности) тектономагматических событий в истории Земли.

Совершенно необходима объективная количественная оценка значимости роли достаточно многочисленных факторов, влияющих на динамику нашей планеты, как внутренних глубинных, так и внешних, для получения столь же объективной оценки их относительного значения. Но не менее очевидна не только трудность решения этой задачи, но и то, что на это потребуется много лет и разработки новых методик исследования.

Вторая проблема, которой здесь надо коснуться, отчасти связана с первой, рассмотренной выше. Она касается явного противоречия между перманентным существованием стационарной, закономерно ориентированной относительно современных географических координат регматической сети, с одной стороны, и столь же непрерывно, по крайней мере

на протяжении последних 3 млрд лет земной истории, наблюдаемого взаимного латерального перемещения литосферных плит и перестройки их ансамбля. Как то, так и другое представляют собой непреложно установленные наукой факты, которые необходимо как-то примирить. Для этого, прежде всего, думается, не следует преувеличивать масштабы относительного перемещения литосферных плит и при интерпретации геологических и палеомагнитных данных предпочтительно принимать минимальные значения в оценке величины их смещений. Представляется, хотя и подлежит проверке, что при сборке очередного суперконтинента его план и конфигурация не должны были принципиально отличаться от таковых его предшественника. Иначе говоря, следует отдать предпочтение «глобальному фиксизму», по выражению М.А. Гончарова [15], перед «глобальным мобилизмом», допускающим хаотическое, незакономерное «блуждание» литосферных плит по поверхности Земли.

Вместе с тем следует учитывать, как впервые указали В.С Буртман [16] и В.А. Буш [17], что при перестройке фигуры Земли и ансамбля литосферных плит существует тенденция использования для приспособления к ним перемещений по уже существующим зонам разломов и, прежде всего, сдвигам, которые, по современным данным, играют весьма значительную роль в структуре коры и литосферы. Кинематика смещений по ним может меняться, как и их место в регматической сети, но ориентировка последней относительно географических координат в целом сохраняется.

Можно надеяться, что с прогрессом палеомагнетизма и радиогеохронометрии палинспастические реконструкции будут все более уточняться, приближая нас к объективному решению и данной проблемы.

Третья проблема, стоящая перед нашей наукой, – соотношение между плейт-, и плюмтектоникой, т.е. между мантийной конвекцией и мантийной же адвекцией. Совершенно очевидно, что эти две формы тепломассопереносов мантии Земли не могут проявляться независимо друг от друга. Попытки их разграничить в пространстве, как это сделали японские ученые, отводя плюмтектонике нижнюю мантию, а плейттектонике – верхнюю мантию, или во времени, полагая, что на ранней стадии развития Земли господствовала плюм-, а на поздней – плейттектоника, оказываются явно несостоятельными. Дело осложняется тем, что оба постулата, положенные в основу изящной концепции плюмтектоники Дж. Моргана, оказались полностью или частично несостоятельными, а именно: представление о стационарности глубинных корней плюмов и об их приуроченности к границе мантии ядра. Последнее подтвердилось данными сейсмотомографии лишь в отношении меньше чем десятка плюмов и остается пока не доказанным даже для таких классических плюмов, как Исландия, Гавайи и Йеллоустон. Несомненно наблюдается определенное тяготение многих плюмов к восходящим ветвям конвективных течений. В то же время, достаточно очевидно, что размещение горячих точек – проекций плюмов на земной поверхности – явно кон-

тролируется разломной структурой коры и литосферы, в первую очередь рифтов и сдвигов. А в целом картина пространственно-временного взаимодействия пломб и конвекции еще далека от полной ясности и требует своего дальнейшего углубленного изучения.

Четвертая проблема, которую я счел здесь нужным затронуть, возможно, уступает по своей значимости трем предыдущим – это проблема эвстатических колебаний уровня Мирового океана [18]. Казалось бы, она нашла свое убедительное решение после того, как П. Вейл с сотрудниками построил кривую этих колебаний по данным сейсмостратиграфии пассивных окраин океанов [19], а У. Питмен [20] объяснил эти колебания разной величиной вытеснения водной массы Мирового океана, подъема срединно-океанических хребтов вследствие изменений средней скорости спрединга. Однако волна критики этих построений не стихает, и это не случайно. Дело в том, что на положение поверхности конкретных континентальных окраин относительно уровня океана оказывают несомненное влияние вертикальные движения самих этих окраин, обусловленные региональным или локальным тектогенезом и, прежде всего, их погружение, а оценка их относительного значения требует определенных усилий. Не безупречна и корреляция между колебаниями уровня Мирового океана и изменениями скорости спрединга. Как недавно было показано на очередном собрании Американского геофизического союза, максимальному повышению уровня океана в среднем мелу, отнюдь не соответствует увеличение скорости спрединга, как считалось ранее – его оценка оказалась неточной.

Естественно, поэтому некоторые исследователи вместо пассивных окраин обратились к изучению следов колебаний уровня моря во внутренних, стабильных, в районах континентов, в частности, Русской и Сибирской платформ [21, 22]. Полученные при этом значения оказались гораздо меньше, чем у П. Вейла с коллегами.

Очевидно, механизм, обоснованный У. Питменом, не является единственной причиной эвстатических колебаний наряду с развитием и деградацией покровных оледенений. Возможно, следует думать и о роли общих, хотя и ограниченных по масштабу, пульсациях объема Земли. Недавно группа американских исследователей предприняла попытку на примере классической атлантической окраины США количественно оценить вклад собственно эвстатических колебаний уровня моря, тектонического погружения и привноса обломочного материала с суши [23]. Они пришли к выводу, что первый фактор имеет решающее значение, определяя границы между осадочными последовательностями.

Что надо делать для решения этой проблемы?

Во-первых, создать и обобщить как можно больший представительный материал по всем пассивным окраинам современных океанов и морей во внутренних, стабильных районах континентов. Во-вторых, уточнить кривую изменения скорости спрединга за последние 180 млн лет и, по возможности, за более ранний интервал фанерозойского эона.

Литература

1. Scoppola B. et al. The westward drift of the lithosphere: a rotation drag? // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2006. N 1/2. P. 199–209.
2. Левин Б.В. Роль движений внутреннего ядра Земли в тектонических процессах // М: Научный мир, 2001. С. 444–460.
3. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // *Геотектоника*. 1994. № 6. С. 3–15.
4. Сидоренков Н.С. Нестабильность вращения Земли // *Вестн. РАН*. 2004. № 8. С. 701–715.
5. Анохин В.М., Одесский И.А. Характеристика планетарной сети трещиноватости // *Геотектоника*. 2001. № 5. С. 3–9.
6. Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в подвижных точках в свете лунно-земных связей // *Геотектоника*. 2004. № 1. С. 21–50.
7. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и их цикличности // *Изв. Секции наук о Земле РАН*. 2002. № 9. С. 45–97.
8. Летников Ф.А. К проблеме источников внутреннего тепла Земли // *Докл. РАН*. 2001. Т. 378, № 3. С. 387–389.
9. Петров О.В. Нелинейные явления термогравитационной неустойчивости и внутренние гравитационные волны Земли // *Докл. РАН*. 1992. Т. 326, № 3. С. 506–509.
10. Авсяк Ю.Н. Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез // *Фундаментальные проблемы общей тектоники*. М: Научный мир, 2001. С. 425–443.
11. Bostrom R.C. *Tectonic consequences of the Earth's rotation*. Oxford Univ. Press, 2000. 266 p.
12. Косыгин Ю.А., Маслов Л.А. О космической природе космических процессов // *Геотектоника*. 1990. № 5. С. 17–20.
13. Халилов Э.Н. О возможном влиянии гравитационных волн на деформацию и сейсмичность Земли // *SAR Sirkulyari*. 2003. № 105. С. 13–21.
14. Карпенко И.В. Физическая природа циклов Вильсона, Бергтрана, Штилле // *Эволюция тектонических процессов в истории Земли*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. Т. 1. С. 217–220.
15. Гончаров М.А. Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов // *Геотектоника*. 2003. № 2. С. 3–23.
16. Буртман В.С. Стационарная сеть разломов и мобилизм // *Геотектоника*. 1978. № 3. С. 26–37.
17. Буши В.А. Континентальные линеаменты и проблема мобилизма // *Геотектоника*. 1983. № 4. С. 14–25.
18. Dickinson W.R. The place and power of myth in geoscience: Am. associate editor's perspective // *Am. J. Sci.* 2003. V. 30. P. 856–864.
19. Вейл П.Р., Митчелл Р.М., Томсон С. Глобальные циклы относительного изменения уровня моря // *Сейсмическая стратиграфия*. М: Мир, 1982. Т. I. С. 160–183.
20. Pitman W.C. Relation skip between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1978. V. 89. P. 1389–1403.
21. Salagian D., Pinous O., Olferiev A., Zakharov V. Eustatic Curve for the Middle Jurassic-Cretaceous Based on Russian Platform and Siberian Stratigraphy: Zonal Resolution // *AAPG Bull.* 1996. V. 80, N 9. P. 1443–1458.
22. Артюшков Е.В., Чехович П.А. Природа изменений глубины моря в эпиконтинентальных осадочных бассейнах. Восточная Сибирь в силуре // *Геология и геофизика*. 2004. № 11. С. 127–1293.
23. Browning J.V. et al. Quantification of the effect of eustasy, subsidence, and sediment supply on Miocene sequences, mid-Atlantic margin of the United States // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2006. N 5/6. P. 567–588.

Об условиях и процессе формирования Земли на раннем этапе ее аккумуляции

Изучение эволюции Земли, как всякой динамической системы, далекой от стационарного состояния, существенно зависит от начального ее состояния. Под начальным для Земли понимают ее состояние к завершению активного этапа аккумуляции. Благодаря успехам внеатмосферных астрономических наблюдений за последние годы удалось выявить как планеты, так и протопланетные облака на различных стадиях их эволюции у других звезд. В результате, получено экспериментальное подтверждение существенных аспектов динамических моделей аккумуляции планет, развивающихся в [1–3]. Тем не менее, до последнего времени не удавалось получить удовлетворительного объяснения ряду экспериментально установленных фактов.

Принципиальное значение имеет хорошо обоснованное заключение о наличии в современной Земле преимущественно силикатной мантии и практически железного ядра. Оценки времени, за которое сформировались эти глобальные неоднородности состава Земли, неуклонно сокращались. И, наконец, результаты, полученные на основе анализа W-Hf изотопной системы, интерпретируются как свидетельство очень раннего, за время менее 10 млн лет, разделения химических резервуаров ядра и мантии [4]. На основе моделей [1,2], даже в модификации [5] не удается получить столь быстрый рост планеты.

1. В работе [6] нами предложена принципиально новая модель аккумуляции планет земной группы, которая использует современные результаты изотопных геохимических анализов, позволивших получить надежные оценки концентрации короткоживущих естественно радиоактивных изотопов и, прежде всего, ^{26}Al . На основе этих данных получены принципиально новые оценки распределения температуры в растущих зародышах планеты в зоне «питания» Земли. Важность учета вклада короткоживущих естественно радиоактивных элементов в энергетику процесса на ранних этапах формирования Земли отмечалась еще в ранних исследованиях [7]. Однако, надежные данных о их содержании в веществе протопланетного облака отсутствовали, и сама такая возможность перестала рассматриваться.

Для раннего этапа роста зародыша планеты используется модель В.С. Сафонова в варианте [1],

$$\frac{\partial m}{\partial t} = 2(1+2\theta)r^2 \omega \left(1 - \frac{m}{M}\right) \sigma \quad (1)$$

¹ Институт геофизики (ИГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

² Институт минералогии (ИМин) УрО РАН, Миасс, Россия

где: ω – угловая скорость орбитального движения; σ – поверхностная плотность вещества в зоне «питания» планеты; M – современная масса планеты; r – радиус растущего зародыша; θ – статистический параметр, учитывающий распределение частиц по массам и скоростям в зоне «питания». Распределение температуры в теле увеличивающегося радиуса находится из численного решения краевой задачи для уравнения теплопроводности с учетом возможности появления расплава без явного выделения положения границы фронта кристаллизации и параметрического учета конвективного теплопереноса в расплаве по [8]:

$$c_{\phi} \rho \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla (\lambda_{\phi} \nabla T) + Q \quad (2)$$

где: c_{ϕ} , λ_{ϕ} – эффективные значения теплоемкости и теплопроводности, соответственно; T – искомая температура в точке в момент времени t , Q – объемная мощность внутренних источников тепла. Количественно показано, что на раннем этапе аккумуляции вклад долгоживущих радиоактивных изотопов и выделение тепла при соударении тел в энергетический баланс мал, а определяющее значение имеет выделение энергии при распаде короткоживущих радиоактивных изотопов. Впервые для процесса аккумуляции Земли установлено, что в протопланетных зародышах размером около 100 км в большей части внутренней области достигаются температуры, превышающие температуру плавления железа. Остается нерасплавленная холодная оболочка у поверхности. По мере роста тела мощность этой холодной оболочки по сравнению с радиусом тела уменьшается. Время выхода на эту стадию, на основании (1), составляет первые миллионы лет. Начиная с этого этапа, становится эффективным принципиально новый механизм дифференциации вещества, описанный нами в [6]. На этом этапе относительные скорости столкновения тел с зародышем еще не настолько велики, чтобы привести к полному дроблению тел, но уже достаточны, чтобы проломить верхнюю хрупкую оболочку и обеспечить слияние внутренних расплавленных преимущественно железных по составу частей. Масса растущего таким образом зародыша планеты еще не достаточна для удержания преимущественно силикатных осколков оболочки. Именно на этапе объединения тел, достигших 100–500 км размеров радиуса могло произойти эффективное разделение W-Hf системы между железным и силикатным резервуарами за удовлетворяющий экспериментальным данным промежуток времени около или менее 10 млн лет.

2. Имеется еще одно принципиальное ограничение на время формирования основных структур Земли. Оно вытекает из факта наличия гео-

магнитного поля планеты. При всем разнообразии предполагаемых механизмов генерации геомагнитного поля, вполне обоснованно заключение о необходимости магнитогидродинамических (МГД) течений в ядре для регенерации геомагнитного поля. За пределом рассмотрения механизма генерации МГД динамо в ядре обычно остается проблема первичного импульса магнитного поля, запустившего процесс. Мы упоминали в [6], что необходимость запуска геомагнитного поля исключает из числа удовлетворяющих наблюденным данным модели формирования Земли, которые допускают формирование железного ядра после завершения роста первично однородной планеты. Эффективный захват, увлечение межпланетного магнитного поля, которое на стадии эволюции протопланетного облака многократно превосходило по интенсивности современное, возможно только при наличии течения проводящего вещества от поверхности во внутреннюю расплавленную электропроводную область растущей протопланеты. Такие течения проводящего вещества и реализуются в предлагаемом нами процессе дифференциации на стадии аккумуляции планеты.

3. Рассматриваемый нами механизм аккумуляции планет земной группы уже предполагает в качестве существенного учет не просто не 100%-ного объединения столкнувшихся тел и частиц, но и на промежуточном этапе аккумуляции учет возможности потери части верхней, хрупкой оболочки. Важность учета частичного дробления при столкновении тел сравнимой массы в процессе аккумуляции отмечалась еще в [1]. При этом уравнение для функции распределения числа частиц по массам с учетом дробления становится существенно более сложным [1]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial n(m,t)}{\partial t} = & \int_0^{m/2} f(m', m - m') A(m', m - m') n(m', t) n(m - m', t) dm' - \\ & - n(m, t) \int_0^{\infty} A(m, m') n(m', t) dm' + \\ & + \int_m^{\infty} n_1(m, m'') \int_0^{m''/2} [1 - f(m', m'' - m')] A(m', m'' - m') n(m', t) n(m'' - m') dm' dm'' \end{aligned}$$

где: $n(m, t)$ – число частиц, имеющих массу m в момент времени t ; $f(m, m')$ – вероятность объединения тел с массами m и m' в момент их столкновения; $A(m, m')$ – коэффициент коагуляции.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 04-05-64508.

Литература

- Сафонов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука. 1969. 244 с.
- Wetherill G.W. Formation of the Earth // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1990. V.18. P. 205–256.

3. Витязев А.В., Печерникова Т.В., Сафонов В.С. Планеты земной группы. М.: Наука? 1990. 296 с.
4. Печерникова Г.В. Время роста Земли. //Докл. РАН. 2005. Т.401, №3. С. 391–394.
5. Harper C., Jacobsen S. Evidence for ^{182}Hf in the early Solar System and constraints the timescale for terrestrial accretion and core formation // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V.60, № 7. P.1131–1153.
6. Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 6. С.803–806.
7. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука. 1968.
8. Самарский А.А., Вабищевич П.Н. Вычислительная теплопередача. М.: Едиториал УРСС, 2005. 784 с.

**А.К. Худолей¹, А.В. Молчанов², А.В. Округин³, Н.Г. Бережная²,
Д.И. Матуков², С.А. Сергеев²**

Эволюция фундамента севера Сибирской платформы по данным U-Pb датирования обломочных цирконов в песчаниках мукунской серии, Анабарский щит

Мукунская серия слагает нижнюю часть докембрийского осадочного чехла, перекрывающего кристаллические породы Анабарского щита на его западной, северной и восточной окраинах. В ее составе доминируют песчаники, но в верхней части значительную роль играют алевролиты и алевроарагиллиты, а в нижней – конгломераты. Выделяются два осадочных бассейна – западный и восточный, различающиеся по мощности и составу слагающих их пород. Западный бассейн характеризуется значительной мощностью отложений (до 800 м) при преобладании кварцевых песчаников; аркозовые песчаники имеют широкое развитие лишь в верхней части разреза. Мощность мукунской серии в восточном бассейне значительно меньше (не более 200 м), а в составе преобладают субаркозовые до аркозовых песчаники.

Для изучения U-Pb изотопной системы в обломочных цирконах было отобрано шесть образцов песчаников – три из восточного бассейна и три из западного. Все образцы располагались в непосредственной близости от поверхности несогласия, отделяющей кристаллический фундамент от осадочного чехла. Судя по составу песчаников и замерам косой слоистости, повсеместно преобладал снос со стороны Анабарского щита при значительной роли местных источников; в западном бассейне локально снос мог происходить с областей, перекрытых в настоящее время палеозойско-мезозойскими комплексами.

¹ Геологический факультет Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

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

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

U-Pb изотопное датирование обломочных цирконов производилось на SHRIMP в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по стандартной методике. Всего было изучено 226 зерен и, согласно статистическим оценкам, этого количества зерен достаточно, чтобы в каждом образце с вероятностью 95% получить информацию обо всех комплексах, размыв которых привел к накоплению более примерно 7% зерен от всей популяции обломочных цирконов [3]. Это позволяет достаточно надежно судить о площади выходов пород соответствующего возраста в предрифейское время и, следовательно, об интенсивности проявления фиксируемого ими тектонометаморфического события. Поскольку все изучавшиеся цирконы были древнее 1000 млн лет, оценка возраста их кристаллизации в источнике сноса делалась по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и при обсуждении результатов рассматривались только замеры с дискордантностью менее 10% и ошибкой менее 100 млн лет.

На графиках распределения возрастов обломочных цирконов для всех образцов фиксируется интенсивный максимум в пределах 1950–2010 млн лет, и в целом на долю цирконов с этим возрастом приходится около 60% зерен от всей изученной популяции. Менее 15% всех изученных зерен архейского возраста, причем большинство из них имеют возраст 2500–2700 млн лет, и лишь единичные зерна древнее 3000 млн лет. В одном из образцов (бассейн р. Налим-Рассоха) наиболее интенсивный максимум образуют цирконы с возрастами около 1710–1730 млн лет, а возраст самого молодого конкордантного зерна, рассчитанного по замерам в трех точках, составляет 1690 ± 9 млн лет. Эти зерна очень слабо окатаны и, судя по морфологии хорошо сохранившихся кристаллов, образовались за счет размыва эфузивов кислого состава.

Основные выводы сводятся к следующему.

1. Наиболее интенсивное тектонометаморфическое событие в пределах Анабарского щита и смежных с ним регионов произошло в интервале 1950–2010 млн. лет. Близкие результаты были известны и ранее [1, 2]. Здесь интересным представляется факт, что относительно более древние максимумы (древнее 2000 млн лет) тяготеют к западному бассейну, а относительно более молодые (моложе 2000 млн лет) – к восточному.

2. Сравнительно малое количество зерен цирконов с архейским возрастом может отражать как преимущественно основной состав архейских пород Анабарского щита, изначально содержащих лишь незначительное число цирконов, так и интенсивность раннепротерозойской переработки архейского фундамента.

3. Практически никак не нашло отражение тектонометаморфическое событие с возрастом около 1800 млн лет [2]. Лишь в одной из шести проб присутствует небольшой максимум, соответствующий возрасту 1825 млн лет. По-видимому, значимость этого события для Анабарского щита и смежных районов Сибирской платформы переоценивается.

4. Появление продуктов размыва эфузивов кислого состава с возрастом 1700–1730 млн лет свидетельствует о наличии еще одного, ранее не-

известного в этом регионе магматического события. На Сибирской платформе эфузивы близкого состава и возраста установлены только на юго-востоке Алданского щита (улканский комплекс) и имеют внутриплитное происхождение. Судя по полученным возрастам обломочных цирконов можно сделать вывод, что внутриплитный магматизм с возрастом 1700–1730 млн лет имел значительно большее распространение и, возможно, отражал наиболее ранние стадии рифтогенеза, приведшего через примерно 50 млн лет к формированию рифейских осадочных бассейнов.

5. Наличие в западных разрезах мукунской серии обломочного зерна с возрастом 1690 ± 9 млн лет свидетельствует о более молодом, скорее всего рифейском, возрасте мукунской серии. Это противоречит предположению о раннепротерозойском возрасте илинской и бурдурской свит мукунской серии в западных разрезах [1] и позволяет предполагать примерную одновозрастность мукунской серии по всей периферии Анабарского щита.

Настоящее исследование проводилось при поддержки корпорации Cameco, АК «АЛРОСА» и проекта РФФИ № 05-05-65327.

Литература

1. Восточная Сибирь. Геология и полезные ископаемые России / Ред. Н.С. Малич. Т. 3. СПб: ВСЕГЕИ, 2002, 396 с.
2. Розен О.М., Журавлев, Д.З., Суханов, М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анорто-зитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2000. № 2. С. 163–180.
3. Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments / D. Lentz (Ed.). St. John's: Geol. Assoc. of Canada, 2003. 192 p.

**А.К. Худолей¹, Д. Сирс², К. Чемберлен³, Д. МакЛин²,
А.В. Прокопьев⁴, В.П. Ковач⁵, Н.Ю. Загорная⁵,
А.П. Кропачев⁶, Г.Г. Серкина⁶**

Эволюция юго-восточной окраины Сибирской платформы в протерозое по данным U-Pb и Sm-Nd изотопно- геохронологических исследований рифейско- нижнекембрийских осадочных толщ Сетте-Дабана

Терригенно-карбонатный рифейско-нижнекембрийский разрез Сетте-Дабана, общей мощностью около 14 км, подразделяется снизу вверх на

¹ Геологический факультет Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

² Университет штата Монтана, Мизула, США

³ Университет штата Вайоминг, Ларами, США

⁴ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск, Россия

⁵ Институт геологии и геохронологии докембра (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁶ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

учурскую (нижний рифей), аимчанскую и керпильскую (средний рифей) лахандинскую и уйскую (верхний рифей) и юдомскую (венд) серии. В восточных обнажениях юдомская свита перекрывается литологически сходной с ней нижнекембрийской сурдахской свитой. Данный разрез хорошо обнажен и изучен литолого-стратиграфическими методами, а его рифейская часть предлагалась в качестве Сибирского гипостратотипа рифея [3]. В последние годы в регионе проводились изотопные и geoхимические исследования [2, 4, 5 и др.].

Основной задачей настоящего исследования было изучение возраста и тектонических процессов, происходивших в источниках сноса обломочного материала. Для ее решения из западных разрезов, наиболее близких к Сибирской платформе (хребты Кыллахский и Эбейке-Хаята) было отобраны пять проб песчаников, а из восточных разрезов, наиболее удаленных от нее (восточный склон Горностахской антиклинали и хребет Улахан-Бам) было отобраны десять проб песчаников. Согласно проводившимся ранее исследованиям, источником обломочного материала в западных разрезах была Сибирская платформа, тогда как в восточных разрезах по мере омоложения толщ все большую роль играли местные и расположенные к востоку от Сетте-Дабана источники сноса.

Из всех 15 проб были выделены обломочные цирконы, U-Pb изотопная система в которых изучалась на SHRIMP (Стэнфордский университет) и LA-ICP-MS (Университет штата Аризона). Для сравнения результатов, полученных разными методами, 36 зерен были проанализированы как на SHRIMP, так и LA-ICP-MS. Всего было изучено 702 зерна обломочных цирконов. Оценка возраста кристаллизации цирконов делалась по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. В большинстве проб число изученных зерен колеблется от 40 до 80, что, согласно статистическим оценкам, достаточно, чтобы в каждом образце с вероятностью 95% получить информацию обо всех возрастных группах цирконов, составляющие не менее 5–7% от всей популяции [6]. При дальнейшем обсуждении рассматриваются только зерна с дискордантностью менее 10%. Для проб песчаников керпильской серии и вендско-нижнекембрийской части разреза U-Pb исследование обломочных цирконов сопровождалось изучением Sm-Nd изотопной системы. Sm-Nd исследования проводились в ИГД РАН. В дальнейшем рассматриваются модельные возрасты, рассчитанные по двухстадийной модели.

Приведем основные новые данные.

1. Незначительное количество обломочных цирконов архейского возраста (около 5% от всей популяции в восточных разрезах и около 15% в западных разрезах). Они присутствуют в большинстве проб в виде единичных зерен, свидетельствуя о слабом распространении архейских пород в источнике сноса. Некоторое увеличение их содержания отмечается лишь в пробах из аимчанской и керпильской серий в западных разрезах. Наибольшее количество архейских зерен обломочных цирконов имеет возраст в интервале 2700–2750 млн лет, что позволяет предполагать их

происхождение из единого источника. Учитывая увеличение относительной роли архейских зерен в западном направлении, приходим к выводу, что этим источником являлся, скорее всего, Алданский щит.

2. Как в западных, так и в восточных разрезах наибольшее количество зерен (около 50–55%) приходится на интервал 1950–2100 млн лет с отчетливыми пиками на кривых распределения возрастов около 1970–1990 млн лет и 2050–2060 млн лет. Так как снос обломочного материала в бассейн осадконакопления происходил и с запада, и с востока, то породы с возрастом 1950–2100 млн лет были доминирующими во всем обрамлении рифейско-раннекембрийского бассейна Сетте-Дабана. Более молодые раннепротерозойские возрасты встречаются намного реже и в основном в восточных разрезах.

3. В восточных разрезах присутствуют обломочные цирконы рифейского возраста – на их долю приходится около 15% всех зерен, но их распределение по разрезу весьма неравномерно. Они отсутствуют в пробах из учурской, аимчанской и юдомской серий, а в пробе из сурдахской свиты отмечены лишь единичные зерна рифейского возраста. В то же время, в пробе из керпильской серии они составляют около 40% всех зерен, а в пробах из уйской серии – около 75%. В западных разрезах зерна рифейского возраста отсутствуют, указывая на восточный источник сноса.

4. В пробе из верхней части венда на востоке Горностахской антиклинали присутствуют шесть зерен цирконов с возрастом в интервале 590–690 млн лет. Они имеют восточное происхождение, и ранее магматические события этого возраста не были известны.

5. Для восточного разреза модельный возраст практически не зависит от распределения возрастов обломочных цирконов и во всех пробах, несмотря на резкие различия в содержании цирконов рифейского возраста, колеблется в пределах 2230–2340 млн лет. Это, вероятно, свидетельствует о том, что рифейские тектономагматические события не сопровождались формированием ювенильной коры.

6. Близкие по распределению возрастов обломочных цирконов пробы песчаников из основания венда в восточных и западных разрезах резко различаются по своим изотопным характеристикам. Так, в восточных разрезах их модельный возраст составляет 2230–2340 млн лет, а в западных разрезах он составляет 2660 млн лет, фиксируя различие между западным и восточным источниками обломочного материала.

Суммируя приведенные выше данные U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований, можно сделать вывод, что рифейско-раннекембрийский бассейн осадконакопления Сетте-Дабана окружался с запада и востока древней континентальной корой. На западе это были архейские и нижнепротерозойские породы, подвергшиеся интенсивной переработке около 1950–1970 и 2050–2060 млн лет. Такие комплексы широко распространены на Алданском щите [1], который, скорее всего, и был основным источником сноса. Следует, однако, отметить, что если тектонические события с возрастом 1950–1970 млн лет хорошо известны на Алданском щите, то роль

событий с возрастом 2050–2060 млн лет явно недооценивается. К востоку от Сетте-Дабана доминировала область с нижнепротерозойской корой, также переработанной около 1950–1970 и 2050–2060 млн лет.

Сходство тектономагматической истории позволяет считать, что источники сноса, расположенные к западу и востоку от Сетте-Дабана, принадлежали к единому блоку кристаллического фундамента. Этим блоком, вероятно, являлся Батомгский террейн Алданского щита, породы которого характеризуются модельными возрастами (2200–2300 млн лет [1]), весьма близкими к модельным возрастам песчаников из восточных разрезов. В период между 1950 и 1850 млн лет локальные тектономагматические события происходили в блоках расположенных как к западу, так и к востоку от Сетте-Дабана, а после 1850 млн лет некоторая раннепротерозойская тектономагматическая активность фиксируется только в восточном блоке. Наконец, восточный блок подвергся довольно значительному воздействию тектономагматических процессов в интервале примерно 1500–1000 млн лет, тектоническая природа которых не вполне понятна. В любом случае, в пределах источников обломочного материала для рифейских песчаников размыва ювенильной коры рифейского возраста не происходило.

Настоящее исследование проводилось при поддержке грантов NSF EAR 0310186, EAR 0310149 и проектов РФФИ №№ 05-05-65327, 04-05-64711.

Литература

1. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Дис... д-ра геол.-минерал. наук. СПб: ИГГД, 2003. 78 с.
2. Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н. Глинистые отложения Сибирского гипостратотипа рифей и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 397–418.
3. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
4. Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН. 2000. Т. 372, № 2. С. 216–221.
5. Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al. Sedimentary evolution of the Riphean – Vendian basin of southeastern Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111. P. 129–163.
6. Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments / D. Lentz (Ed.). St. John's: Geol. Assoc. of Canada, 2003. 192 p.

И.И. Чайковский¹

Генезис складчатости Верхнекамского месторождения солей

Традиционно считается, что складчатость в соляной толще Верхнекамского месторождения имеет меридиональную ориентировку. Это

¹ Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

объясняется тектоническим влиянием Урала [2] или гравитационным оползанием с востока на запад [1].

Отклонение от меридионального простирания особенно характерно для южной части месторождения, где в структуре поверхности соляного зеркала уверенно выделяются два направления деформаций, фиксируемых в ориентировке осей складок различного ранга: северо-восточное и северо-западное (рис. 1). Первое направление является основным, характерным для осевых поверхностей Березниковского куполовидного поднятия и Дурыманского прогиба. Реликтовые участки этих структур, не осложненные поздними деформациями более мелкого ранга, позволяют предполагать, что осевая поверхность максимального горизонтального сжатия имела северо-восточную (а не уральскую) ориентировку.

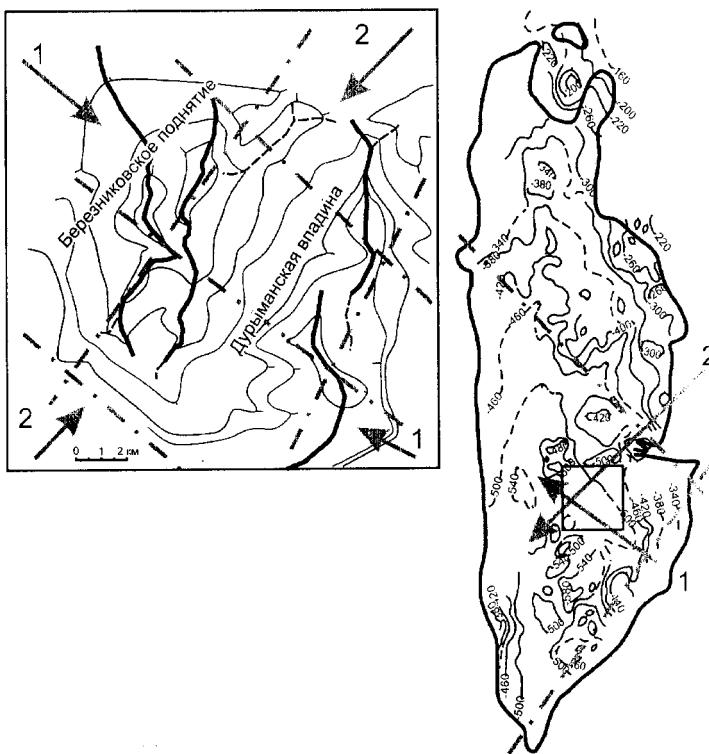


Рис. 1. Положение и ориентировка осей синклинальных и антиклинальных складок, осей максимального сжатия и предполагаемая (1,2) последовательность приложения тектонических сил, связанная с оползанием солей по подошве солевого ложа в пределах калийной залежи Верхнекамского месторождения

Наиболее характерной ориентировкой складок второго порядка оказалось направление от субширотного до северо-западного. Вдоль этих складок происходит искривление осей поднятий и прогибов. S-образная форма перегибов позволяют предполагать, что деформирующие нагрузки накладывались под острым углом к осям ранее сформированных структур. Поскольку в ближайшем окружении от месторождения складчато-надвиговые сооружения, имеющие северо-западное простирание, отсутствуют, то необходимо искать нетектоническую причину деформаций.

Выявленные при анализе складчатости направления деформации объясняются при анализе поверхности солевого ложа. Основные прогибы и поднятия сформировались за счет оползания соляных масс вниз по склону в северо-западном направлении. Более поздние складки северо-западного простирания образовались позднее, когда к южной части месторождения дошли массы, скользнувшие с северо-восточного склона прогиба.

Таким образом, ранее предложенная Б.М. Голубевым [1] модель гравитационного течения солей с востока на запад вниз по склону солевого ложа уточняется и дополняется новыми деталями. Во-первых, направление течения было различным. Во-вторых, в южной, наиболее опущенной части месторождения шло образование пересекающейся складчатости за счет последовательного поступления материала с юго-востока и северо-востока.

Время проявления этой складчатости прослеживается при анализе разреза (рис. 2). Так, на гребневидных выступах Березниковского куполовидного поднятия покровная каменная соль и переходная пачка частично эродированы (местами полностью). Отсутствие гипсовой шляпы на этих выступах говорит о том, что они не являются результатом подземного выщелачивания и начали формироваться как положительные структуры на границе кунгурского и уфимского веков перед отложением осадков соляно-мергельной толщи.

Вышележащая соляно-мергельная толща в пределах Березниковского поднятия сложена ритмопачками состава мергель – гипс или мергель – глина. Увеличение числа гипсовых прослоев по мере удаления от сводовой части поднятия указывает на то, что оно продолжало сохранять свое высокое положение относительно дна седиментационного бассейна. Терригенно-карbonатная толща, ложится на более крутые склоны, чем соляно-мергельная, что свидетельствует о вертикальной дифференциации на протяжении всего соликамского времени. Значительная эрозия толщи над гребневидными выступами Березниковского поднятия показывает, что эта положительная структура приобрела присущий антиклиналям комплекс веерообразных центриклинальных открытых трещин (проницаемых зон), благоприятных для размыва.

Таким образом, деформации в Соликамской депрессии связаны с гравитационной складчатостью. Она проявилась в соляной залежи после ее формирования в конце березниковского времени и продолжалось на протяжении всего соликамского, во время накопления соляно-мергельной и терригенно-карbonатной толщ.

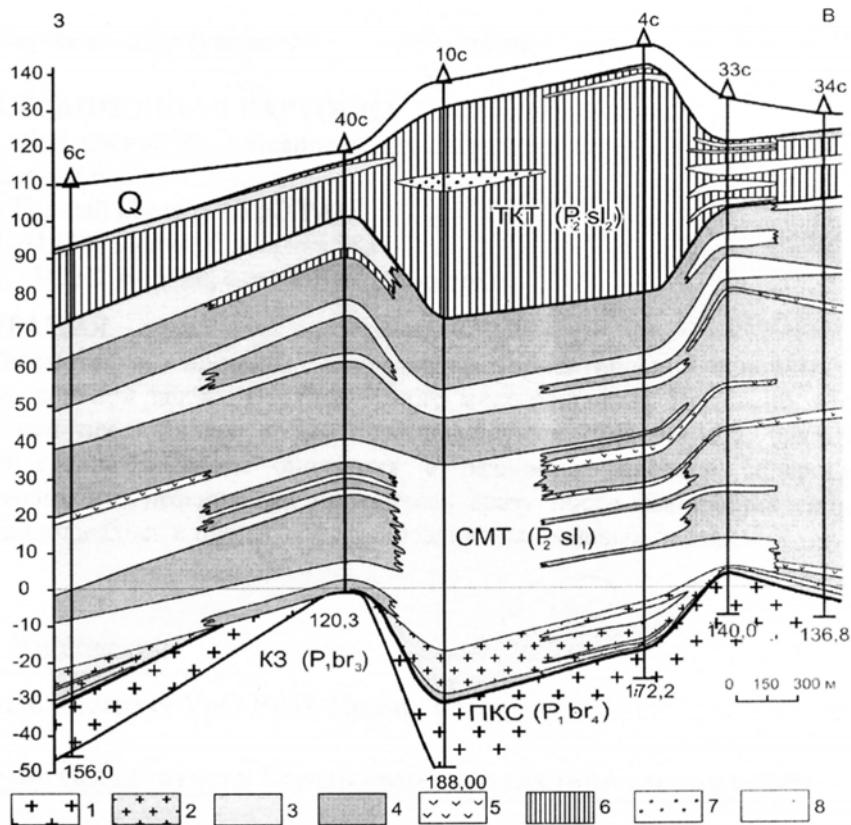


Рис. 2. Геологический разрез через Березниковское поднятие

1, 2 – галитит покровной и переходной пачки; 3, 4 – глина и мергель; 5 – гипс; 6 – известняк; 7 – конгломерат; 8 – песок, глина, суглинок. Толщи: К3 – карналлитовая; ПКС – покровная каменная соль; СМТ – соляно-мергельная; ТКТ – терригенно-карбонатная; Q – четвертичные отложения

Литература

- Голубев Б.М. О природе сил, обусловивших послойное течение солей и образование соляных структур Верхнекамского месторождения // Тр. КО ВНИГНИ. 1973. Вып. 18. С. 239–246.
- Иванов А.А., Воронова М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей (стратиграфия, минералогия и петрография, тектоника, генезис. Л.: Недра, 1975. 219 с.

Фундаментальные проблемы тектоники Северо-Востока Азии (к проблеме субстрата подвижных поясов)

Участие в составлении на принципиально новой основе – концепции конструктивного тектогенеза «Тектонической карты Востока СССР и предельных областей» (1979 г.) позволило автору в качестве ключевых для Северо-Востока назвать следующие проблемы: а) тип дорифейского субстрата мезозоид; б) тектоническая природа центральной (Алазейско-Олойской) их части и в) тип палеокоры в пределах Корякско-Камчатских кайнозоид и характер их сочленения с мезозоидами. Вопреки устоявшимся представлениям, в том числе и отраженным на упомянутой Карте и в Пояснительной записке к ней, ответы были вполне оригинальными. Для дорифейского субстрата мезозоид обосновывалась принадлежность его ни кратонному, ни океаническому типам, а к переходной между ними разновидности земной коры – окраинноморской. Центральные районы Верхояно-Чукотских мезозоид признавались местом длительного (с рифея по ранний мел) многократного развития раздвиговых процессов, в конечном счете, и приведших к полному расколу утоненной земной коры, а значит, и к возникновению здесь тектонических условий, принципиально сходных с таковыми в Корякско-Камчатской области. Тем самым высказывалось сомнение в принадлежности к типично океаническим рифейско-палеозойских образований Корякского нагорья [1].

Анализ новейших научных публикаций [2, 3 и др.] показывает, что в решении этих проблем наметились определенные сдвиги, хотя и не такие уж принципиальные. По-прежнему, в зависимости от исповедуемой парадигмы (фиксистской или мобилистской), характер субстрата складчатых орогенов трактуется совершенно по-разному.

Так, В.Ф.Белый с присущей ему категоричностью заявляет, что в раннем протерозое Сибирский и Северо-Американский кратоны граничили друг с другом примерно вдоль современного Южно-Ануйского шва (рифтоклинали, по его оригинальной номенклатуре), однако начавшийся в рифее «сложный необратимо менявшийся во времени структурообразующий процесс, инициированный мантийным диапризмом», привел в дальнейшем к базификации кратонной дорифейской коры и придал Верхояно-Чукотским мезозоидам своеобразный концентрически-зональный облик [4].

Развитие этих сугубо фиксистских взглядов можно найти, например, в материалах В.В.Гаврилова, представленных в [3]. В предлагаемой им модели основополагающая роль в формировании орогенных систем Востока Азии также отводится мантийным диапиром и плюмам, проявляющимся через унаследовано развивающиеся каркасные глубинные

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан

разломы, включая сквозные (континент–океан) их разновидности. Охотско-Чукотский и другие окраинно-континентальные вулканические пояса, по его мнению, представляют собой структуры растяжения; орогенные пояса обязаны своим появлением не горизонтальным перемещениям (плитотектоника «носит умозрительный характер»), а связаны с глубинными процессами – инъективными дислокациями и магматизмом. На северо-востоке Азии отмечаются сочетания явлений конструктивного морфогенеза (11 этапов гранитообразования) с деструктивным (8 этапов базификации и рифтогенеза, в течение которых происходило образование базитовых и ультрабазитовых комплексов). Подобное чередование геодинамических режимов (сжатие–растяжение) объяснимо лишь с позиции дифференцированного развития тектонических элементов территории; сопряженности во времени разделенных лишь пространственно процессов рифтогенеза, мантийного диапиризма и орогенеза; многочисленности этапов разогрева и существенной магматической и метаморфической переработки (магматизации) земной коры.

Намного более популярными и прогрессивными являются сейчас аккреционно-плитотектонические взгляды Л.М.Парфенова и его коллег, со всей полнотой изложенные в [5]. В соответствии с ними, между пассивными континентальными окраинами Верхоянья и Чукотки, т.е. на всей центральной части Верхояно-Чукотской коллизионной области, располагается в современной структуре так называемый Колымо-Омолонский супертеррейн (или микроконтинент); этот своеобразный коллаж разнородных тектонических единиц – разного происхождения террейнов, собранных, стянутых вместе (амальгамированных) в ходе субдукции (поглощения) океанической коры трех ранее существовавших на этой территории океанов – Алазейского, Оймяконского и Южно-Ануйского.

Вот таким, как видим, двойственным, поистине философским, оказался ответ на вопрос, будораживший умы геологов-северовосточников на протяжении вот уже более 70 лет. В центре мезозоид располагается коллаж террейнов – останцов былых, ныне субдуцированных океанов, или, что то же самое, микроконтинент, проявляющий себя в качестве жесткого индентора (типа Охотского массива), начиная со средней юры, а до того представлявший собой лишь разбросанные среди океанической коры фрагменты дорифейского континентального субстрата (Омулевка, Приколымье, Омолонский массив).

Нетрудно видеть, что в целом эти построения сходны с нашими [6], правда, с некоторыми принципиальными оговорками.

Во-первых, упомянутые океаны представляли собой, скорее всего, лишь крупные глубоководные впадины былых окраинно-морских бассейнов, а не самостоятельные обширные океанические пространства. Свидетельство этого – однотипность и отчетливая сибирская палеобиогеографическая принадлежность палеозойской фауны не только на всей территории Верхояно-Чукотских мезозоид и в западной части Корякского нагорья, но, как выясняется, и на всей Аляске вплоть до Британской

Колумбии. К выводу о необходимости рассмотрения Оймяконского палеоокеана в качестве малого океанического бассейна (типа Норвежского моря) склоняется и ряд коллег Л.М.Парфенова.

Во-вторых, в пределах пассивных окраин (Верхоянья и Чукотка) дорифейский фундамент был, скорее всего, принципиально иным, чем на Сибирской платформе – с утоненной континентальной корой окраинно-морского типа. Именно поэтому вся дальнейшая рифейско-фанерозойская история развития этих районов была совершенно непохожей на платформенную, а вдоль границы с Сибирским кратоном, как известно, заложился Предверхоянский краевой прогиб и продолжающий его к югу Нелькано-Кыллахский краевой шов, ярко маркирующие эту коренную смену типа дорифейского фундамента со зрелого континентального (кратонизированного) на «переходный», «промежуточный» или «окраинно-морской» в мезозоидах.

Аналогичные споры активно развиваются сейчас и в отношении субстрата Корякско-Камчатской аккреционной области. Главенствующими и здесь являются террейновые океанические модели, хотя не вполне забыты и альтернативные им эпикратонные представления, недавно существенно модернизированные Г.Е.Некрасовым (см. статью А.А.Моссаковского и др. в [2]). Причем в последнем варианте – с двумя палеоокеанами (Корякским и Эконайским) и разделяющим их Укэляят-Срединно-Камчатским микроконтинентом (с дорифейской корой); эти представления до некоторой степени сближаются с развивающейся автором в отношении этого региона окраинно-морской моделью. Именно этой последней, по нашему глубокому убеждению, и принадлежит будущее в длительном, в целом, конечно же, плодотворном споре о характере субстрата подвижных поясов. И вот почему.

Прежде всего, именно к окраинно-морской модели стали все чаще прибегать исследователи при характеристике намного лучше изученных складчатых областей, таких как Урал, Казахстан или Байкальская, ибо с нею, как выясняется, полнее всего согласуются новые палеомагнитные, микропалеонтологические, петрологические, петрохимические, изотопные и другие результаты тонких аналитических исследований пород. Сходная тенденция намечается и для Северо-Востока (см. материалы Е.А.Кораго, М.К.Косько и др. в [3]; С.А.Паланджяна, А.В.Соловьева и др. в [2]).

Своеобразный бонинитовый уклон триасово-юрских вулканических образований хребта Кэнэрэн, Майницкой зоны и п-ова Тайгонос, зачастую составляющих со средне-верхнепалеозойскими разрезами единые островодужные ансамбли, – неоспоримое свидетельство окраинно-морской (сходной с современной Филиппинской) обстановки (а, стало быть, и типа коры) в Корякско-Камчатском регионе в этот период его развития. Что же касается маломощных (конденсированных), существенно кремнистых и яшмово-кремнисто-базальтовых серий весьма широкого возрастного диапазона (от триаса, а иногда и среднего-верхнего палеозоя до позднего мела), сейчас установленных буквально на всем

протяжении Таловско-Пекульнейской и Майнлицко-Хатырской офиолитовых тектонических зон, то этот самый главный решающий аргумент «океанистов» сравнительно легко опровергается более тщательными геологическими и петрохимическими исследованиями. Они вполне могли быть сформированы и в глубоководных впадинах окраинных морей, а также на склонах и на верхней бровке склонов островных дуг, как это доказано, в частности, для Сихотэ-Алиня.

И, наконец, последнее. Парадоксально, но ни один из двух главных типов земной коры не имеет шансов сохраниться в целостности в специфических условиях развития подвижных поясов. Океанская кора постоянно реактивируется и обновляется, чтобы при зарождении собственно подвижного пояса начать субдуцироваться под островными дугами, в дальнейшей истории поясов встречаясь лишь в форме реликтов, так называемых офиолитов в офиолитах. Континентальная кора в ходе распада суперконтинентов тоже подвергается интенсивному дроблению и растикашиванию, утоняется и фрагментируется, в дальнейшем выступая в виде отдельных массивов, глыб, и «ядерных» комплексов, только маскирующих истинную «окраинно-морскую» природу субстрата подвижных поясов.

И только специфический «окраинно-морской» тип земной коры, сдавшийся второстепенным, переходным или промежуточным, постоянно сопровождает как процессы континентального корообразования (кратогенез) или сборки суперконтинентов, так и процесс их распада; в наиболее яркой форме он становится выраженным в ходе «отшнуровывания» островными дугами океанических пространств, т.е. при перерождении (трансформации) последних в окраинно-морские бассейны. Таким образом, этот тип земной коры – наиболее яркая особенность эволюции подвижных поясов Земли – несомненно, заслуживает выделения в ранге третьей главной разновидности, но для его окончательного утверждения потребуются дальнейшие целеустремленные и кропотливые исследования, особенно геофизическими и петрологическими методами.

Литература

1. Чехов А.Д. О некоторых актуальных проблемах тектоники Северо-Востока СССР // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток, 1984. С. 67–72.
2. Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т.: Материалы XXXVIII Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. 472 с.; Т. 2. 416 с.
3. Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т.: Материалы XXXIX Тектонич. совещ. М: ГЕОС, 2006. Т. 1. 420 с.; Т. 2. 430 с.
4. Белый В.Ф. Верхояно-Чукотские мезозоиды – концентрически-зональная геосинклинальная складчатая область // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 4. С. 3–15.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
6. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинно-морская модель). М.: Научный мир, 2000. 204 с.

Об энергетическом потенциале планеты Земля

Все реально существующие «земные» тела обладают потенциальной энергией, а в движении – еще и кинетической. На все планетные тела действуют силы гравитации и вращения Земли, а в движении – и силы противодействия среды (силы трения, сцепления и пр.) в соответствии с законом равенства действия и противодействия. Колossalную энергию концентрируют ядро и мантия Земли, эта энергия непрерывно воздействует на земную кору. Учитывая гигантскую разницу давлений и температур в ядре и на земной поверхности при относительно небольшом радиусе Земли, эту разницу можно считать одной из главных причин того, что земная кора находится в состоянии неустойчивого динамического равновесия. Даже относительно малые энергетические воздействия на эту систему могут нарушить неустойчивое равновесие и способствовать изменению характера тех или иных геологических явлений. Поэтому *энергия планеты наряду с геологическим веществом и геологической структурой является фундаментальной характеристикой геологической среды.*

Понятие энергии, как и вещества, лежит в основе представлений о геологических процессах (множественной иерархической совокупности движений вещества), и о тектонических режимах (взаимосвязанной совокупности геологических процессов). Это силовая характеристика (свойство) материальной среды, показывающая возможность совершения (потенциальная энергия, энергия массы, внутриатомная кинетическая энергия частиц) или природу совершающей работы по механическим перемещениям и деформациям, химическим, тепловым, электромагнитным или иным взаимодействиям элементов этой среды.

Земля постоянно обменивается с окружающей Вселенной энергией, импульсом и массой. Согласно [1], основными энергетическими характеристиками Земли являются количества энергии гравитации ($2,5 \cdot 10^{32}$ Дж), ротации планеты ($2,1 \cdot 10^{29}$) и гравитационной конвекции в недрах ($5 \cdot 10^{28}$ Дж). К числу прочих «сильных возмущений в геосферах», влияющих на режим нарушения равновесия и оказывающих «ударные» воздействия на геологические системы различных иерархических уровней, относятся (см. там же; оценка энергии в джоулях): землетрясения с магнитудой более 4 (до $3,6 \cdot 10^{17}$), вулканические извержения ($10^{15} - 10^{17}$), обрушения склонов, лавины на континентах ($10^6 - 10^{10}$), подводные оползни и турбидитные потоки (до $10^{17} - 10^{19}$), смерчи, торнадо, ураганы и т.п. ($10^7 - 10^{17}$), ядерные и горно-эксплуатационные взрывы (до $2,4 \cdot 10^{17}$), обрушения при эксплуатации месторождений полезных ископаемых (до 10^6) и др. Ежегодное выделение тепловой энергии через поверхность Земли достигает $(2,7 - 4,3) \cdot 10^{28}$ эрг/год. Но оно компенсируется за счет внутренних и внешних источников.

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

Даже единичные события геодинамики, фиксируемые землетрясениями, указывают на высокую энергоемкость периодических процессов в литосфере (таблица).

Сейсмическая энергия землетрясений [3]

Магнитуда по шкале Рихтера	Сейсмическая энергия, 10^{20} эрг	Энергия, кратная событию с $M=4$
4,0	0,0013	1
5,0	0,063	48
6,0	2,70	2100
7,0	110,00	80500
8,0	3700,00	2800000

Суммарный расход сейсмической энергии определяется порядком 10^{26} эрг/год. Но на механическое разрушение породных масс, минеральные преобразования и тепловые эффекты трения в очаговых зонах ее расходуется примерно в 10 раз больше, чем на механическое землетрясение.

Количество энергии и разновидности энергетических взаимодействий предопределяют характер упорядоченности строения и физического состояния геологических систем. Количество поступающей в систему энергии обеспечивает: 1) поддержание ее в заданном состоянии, 2) преобразование (в случае превышения предела устойчивости) и 3) коллапс (в случае предельного оттока энергии). Активность геологических процессов определяется тем, что реально существующие системы не только обладают запасом энергии, но перманентно находятся в состоянии ее выделения или поглощения. Уже сейчас осуществляются количественные оценки энергетического баланса природных колебательных механизмов (вращение Земли, лунные приливы, естественная сейсмичность, стоячие волны водных бассейнов и пр.). И не далек тот день, когда геологи будут обязательно определять количество тепловой энергии, поступающей в кору с внедрением магматического расплава или излиянием лавы на поверхность, затраты химической энергии на метаморфические преобразования породных масс или выделения механической энергии при том или ином виде взаимодействий литосферных плит и т.п.

К основным формам энергетики «земной» системы относятся: 1) потенциальная – запас энергии в результате планетного взаимодействия, положения в полях Солнечной системы, а также деформации планетного вещества; 2) кинетическая – энергия, характеризующая движение, т.е. взаимосвязь массы и скорости, а также способность совершать работу (механическая энергия); 3) упругая – энергия сопротивления давлению, напряжению; 4) тепловая – энергия внутреннего движения частиц вещества; 5) химическая – энергия, высвобождающаяся при атомно-

молекулярных взаимодействиях; 6) электрическая (электромагнитная) – энергия взаимодействия зарядов; 7) ядерная – энергия распада атомов.

В верхней литосфере хрупкопластические деформации сейсмогенного типа обычно сопровождаются разномасштабными эффектами типа удара или срыва, а также «доударными» (форшоковыми) и мощными «последударными» (афтершоковыми) толчками. Например, в период продолжительного последействия Чилийского землетрясения (1960 г.) подземные толчки, колебания почвы, обвалы породных масс и оползни охватили территорию, превышающую площадь Великобритании, а в результате Гималайского землетрясения 15 августа 1950 г. (сила определяется сравнением со взрывом 100 тыс. атомных бомб типа «хиросимского мальши») переместилось около 2 млрд т горной породы (около 850 тыс. м³). В соответствии с указанными эффектами «направленного в среднем» массопереноса в земной коре происходят необратимые преобразования.

Представляется, что энергия и механизмы массопереноса, осмыслиенные в иерархии геосистем, составляют будущее организации теоретической геологии. В частности, к основным геодинамическим механизмам структурообразующего массопереноса в масштабах литосферы относятся: 1) механизмы латерального сжатия (лобового и диагонального); 2) механизмы растяжения (спрединг и рифтогенез); 3) механизмы сводообразования (на основе восходящих мантийных масс и суперплюмов), интрузирования (внедрение магмы в кору) и куполообразования (гравитационное перемещение масс); 4) импульсно-колебательные механизмы (принципы ударных волн, вибромеханики и виброреологии).

В формализованном виде понятие энергии функционирующей геологической системы (E_g) имеет вид:

$$E_g = E_0 + E_1 + E_2 + \Delta E,$$

где E_0 – потенциальная энергия системы (исходное состояние); E_1 – суммарная энергия внешнего воздействия на геосистему; E_2 – энергия текущего преобразования системы (энергия механических, тепловых и химических взаимодействий структурообразующего масштаба); ΔE – затраты энергии на уже совершенные структурно-вещественные преобразования с момента энергетических взаимодействий в исходной среде (геологические следствия энерговыделений в функционирующей системе).

Энергия планетарного внешнего воздействия определяется космическими источниками и энергией межпланетных взаимодействий, а энергию текущего преобразования внутриземной системы можно представить формализмом:

$$E_2 = E' + E'' + E''' = (e_p + e_s + e_z) + (e_v + e_t) + (e_c + e_r),$$

в котором: E' – потенциальная энергия внешнего поля напряжения (энергия всестороннего обжатия e_p , дополнительного стресса e_s и вибра-

ции e_z); E'' – упругая энергия породного комплекса (поверхностная энергия частиц e_v и энергия сцепления e_t); E''' – химическая энергия взаимодействия частиц вещества (энергия синтеза e_c и разложения e_r).

Энергоемкость, переходы одних видов энергии в другие, взаимодействия масс и энергий характеризуют геологические процессы и физическое состояние геосистем разного иерархического уровня. Исходным положением является то, что Земля и ее подсистемы находятся в состоянии неустойчивого динамического равновесия. Нарушение этого равновесия сопровождается активизацией геологических процессов и структурообразующим массопереносом, в конечном счете, определяющим многообразие иерархии структурных упорядоченностей, или симметрийных отношений в системе Земля.

Массоперенос в Земле и ее частях может служить обобщающим механизмом структурирования (см. [2]). Это всегда результат энергетических взаимодействий, результат воздействия сил тяготения, инерции движения, электромагнетизма, сильных и слабых физико-химических реакций, а также результат перераспределения энергии в системе. Механизмы взаимодействий обеспечивают специфику и масштабы массопереноса на всех иерархических уровнях геологических сред. Он осуществляется от атомно-молекулярного уровня до масштабов геосфер. *Закономерности структурирования, или упорядоченности распределения вещественных неоднородностей геосистем всех иерархических уровней определяются реальным массопереносом при реальных затратах энергии и соблюдении законов ее сохранения и превращения.* Очевидно, такое утверждение относится и к методологическим, и к физическим основам тектоники Земли.

Литература

1. Адушин В.В., Зецер Ю.И. Перераспределение энергии во внутренних и внешних геосферах при высоконергетических воздействиях (геофизика сильных возмущений) // Динамические процессы в геосферах: геофизика сильных возмущений. М.: Наука, 1994. 335 с.
2. Чиков Б.М. Идея массопереноса как обобщающего механизма структурирования литосфера // Фундаментальные проблемы естествознания СПб: Горная академия, 1998. С. 229–230.
3. Geer J.M., Shah H.C. Terra non firma. Understanding and preparing for Earthquakes. N.Y.: W.H. Freeman and Company, 1984. 220 р.

Б.М. Чиков¹, С.В. Зиновьев¹, В.И. Мамин²

Механические деформации и динамометаморфизм породных масс Тишинского рудного поля (Рудный Алтай)

В условиях складчатых сооружений земной коры практически не встречается недеформированных породных масс палеозойского возраста. Все они в той или иной степени подвержены механическому воздей-

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

² АО «Казцинк», Риддер, Казахстан

ствию. Но экстремально механические деформации и метасоматоз породных масс проявлены в пределах региональных деформационно-метаморфических зон, или зон смятия, к которым приурочены крупные месторождения колчеданно-полиметаллических руд Рудного Алтая, Забайкалья, Урала и других регионов.

Для геологического строения этих зон смятия не имеют существенного значения первично стратиграфические или магматические формации и их контактные соотношения, а основную роль играют породные массы механометасоматического типа. В них степень преобразования пород меняется в широких диапазонах от 20–25% до 75–100%; причем, слабо преобразованные встречаются редко и, как правило, в альдохтонном залегании. Частота преобразования имеет «телескопический» (многократно повторяемый) характер и определяется периодическим механическим воздействием на породный субстрат в зонах «пульсирующих» сдвигов (в соответствии с периодичностью землетрясений). В результате в зонах смятия образуются качественно новые ассоциации структурно-вещественных комплексов, новые геологические тела и границы со «скользящими» значениями геологического возраста.

Тишинское рудное поле (ТРП) находится в пределах Кедровско-Бутачихинской зоны смятия Рудного Алтая. Реальной особенностью его геологии является то, что вещественную основу представляют комплексы качественного преобразования палеозойских породных масс, а основные характеристики геологического строения обусловлены принадлежностью к этой деформационно-метаморфической структуре.

К механизмам природного преобразования породных масс ТРП относятся: а) механическое разрушение исходных пород с образованием комплекса динамокластитов (брекчирование, катаклаз, развалыцевание и истирание пород до милонитизации); б) проникающий кливаж течения и меланжирование породной массы с рассланцеванием тонкой фракции; в) рекристаллизация и перекристаллизация пород в условиях стресса (в комбинации с литостатическим давлением) с образованием новых минеральных фаз в породообразующих количествах; г) перераспределение вещества при метасоматозе, а также механизмы сепарации и сегрегации; д) тепловые реакции трения с образованием механокомпозитов.

Преобразованные породы ТРП разделены на четыре характерные группы: 1) *динамокластитовая*, образованная в результате механического разрушения структуры «первичных» породных масс, будинажа, дробления и катаклаза пород осадочного или вулканического (субвулканического) генезиса без существенного изменения минеральной основы (катаклазиты, милониты и меланжированные брекчии); 2) *тектоносланцевая* или *blastomylonit-blastokatklazitовая* (результат катаклаза и рассланцевания протолита с метаморфическим бластезом, в том числе порфировидного типа); 3) *сланцево-меланжевая* (результат «телескопического» меланжирования тектонитов) и 4) *механометасоматическая* (совмещение преобразований механического и флюидно-метасоматического типов).

Основными признаками диагностики степени динамометаморфизма пород и породных масс ТРП являются: а) механическое измельчение (брекчирование, катализ, милонитизация) с трансляцией зерен и перемешиванием обломочной массы, в том числе с развалицеванием крупной и перекристаллизацией (рассланцеванием) мелкой фракции; б) кливаж течения с частичным (до 50%) и проникающим (более 75%) рассланцеванием породной массы; в) наличие индикаторных форм (разделение породных массивов на литоны и сепарационно-сегрегационные полосы с устойчивым простирированием; в породах структуры катастического и пластического течения, линеаризация минеральных зерен, сочетание порфирокластических и порфиробластических обособлений); г) новообразование преимущественно малокомпонентных (в том числе рудных) концентраций и механокомпозитов сепарации, сегрегации, сдвигового трения и декомпрессии. С динамометаморфическими породными формациями ТРП ассоциируют контрастные проявления метасоматоза от слабого (менее 10–15%) до проникающего (более 70%) и замещения исходной минеральной среды новообразованиями типа силицилитов (полосчатых микрокварцитов), хлоритолитов, серицитолитов, пирититов и т.п.

Выделенные нами структурно-вещественные комплексы ТРП и одноименного месторождения являются следствиями механометасоматической переработки первичного породного субстрата (осадочного, вулканогенного, интрузивного) в условиях пульсирующего множественного сдвигания. Сланцевые (blastomylonитовые), динамокластические (меланжевые) и флюидные (метасоматический) породные массы составляют вещественную основу структурообразующих элементов Тишинского месторождения; реже встречаются реликтовые линзы (остатки первичного породного субстрата), а также тела включения (дайки и жилы). В сочетании со структурными характеристиками они образуют механометасоматический структурно-вещественный комплекс.

Основными элементами структуры рудного поля и месторождения являются: 1) крупные клиновидные и линзовидные пластины (литоны, блоки, линзы), имеющие относительно однородное строение; 2) зоны аномального строения типа меланжа и проникающего метасоматоза (в том числе на меланжевой основе); 3) реликтовые линзы исходного геологического субстрата. Эти элементы имеют квазиоднородное строение и ограничены структурными границами, которые играют определяющую роль в формировании представлений о геометризации геологоструктурных моделей. К основным типам структурообразующих поверхностей относятся: контрастные (разломные) узкие зоны тонколитонного разлинования и метасоматоза, а также нечетко проявленные (туманные, небулярные) переходы с многочисленными осложняющими (наложенными) формами. Геологических границ типа седimentогенных слоевых или магматогенных контактных не установлено.

Рудовмещающая зона представляет собой эшелонированную и разветвленную систему тектонических пластин, клиньев и зон с нечеткими

(небулярными) ограничениями, представленных продуктами механометасоматически преобразованных «первичных» и «вторичных» породных масс. Это органическая совокупность взаимосвязанных и взаимообусловленных «вещественных» результатов механического преобразования первичных породных масс, их флюидного метасоматоза, а также продуктов механохимической активизации твердофазных реакций минералообразования в диспергитах.

Близкое представление о метаморфогенном характере Тишинского месторождения ранее было сформулировано Г.С. Дурневым [2] и уточнено позднее в работах, в том числе с его участием [1, 3]. Ранее речь шла о том, что концентрации рудных масс сосредоточены в зоне развития «различных типов динамокластитов и структур течения, часто принимаемых за микро- и макроскладчатые пликативные деформации изгиба» в «сложной зоне метабрекчий, генерально ориентированной согласно общей ориентировке рассланцевания», указывалось на «связь морфологии рудных залежей и брекчевой морфологии структуры зоны оруденения» и подчеркивалась «прямая зависимость интенсивности метасоматоза от степени дислокационного метаморфизма субстрата» [3, с. 67].

Минеральный состав и структура, а также форма обособления породных масс Тишинского месторождения убедительно указывают на региональную (в масштабах рудного поля) флюидно-динамометаморфическую природу. Практически неизвестно случаев однозначной диагностики пород осадочного, вулканического или интрузивного генезиса без глубокой механической проработки или существенного метасоматоза. Представляется, что концентрации рудных элементов также связаны как с флюидным привносом и перераспределением рудного вещества, так и с различными типами структурно-вещественных преобразований и массопереноса в исходной минеральной среде процессами динамометаморфизма, усиленными механизмами механохимической активации.

Литература

1. Викентьев И.В. Метаморфогенные структуры Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1987. Т. 29, № 1. С. 66–75.
2. Дурnev Г.С. Структурно-тектонические особенности и условия локализации оруденения на Тишинском месторождении (Рудный Алтай): Автореф... дис. канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1974. 24 с.
3. Чиков Б.М., Дурnev Г.С., Мохов В.А., Соловьев А.Н. Динамометаморфизм и критерии регионального прогноза оруденения Кедровско-Бутачихинской зоны Рудного Алтая // Структура линеаментных зон динамометаморфизма. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 59–72.

Сибирь и Лаврентия в венде

За последние годы усилиями авторского коллектива удалось получить ряд достаточно надежных палеомагнитных полюсов для Сибирской платформы, отвечающих различным временными уровням в объеме вендской системы от эдиакария до рубежа немакит-далдынских – томмотских ярусов [1–3]. Полученные данные позволяют наметить вендский тренд кажущейся миграции полюса (КМП) Сибирской платформы, оценить кинематику ее перемещений и место в системе глобальных палеотектонических реконструкций для этого времени.

Сибирские данные, которые мы будем использовать в интерпретации, получены по следующим объектам:

1) полюс для эдиакарского времени (~560 млн лет) – айсинская свита Бирюсинского Присаянья, чистяковская и мошаковская свиты Енисейского Кряжа (Восточная платформенная зона) [2];

2) полюс для конца эдиакария – начала немакит-далдыны (~550 млн лет) – редколесная свита Восточной зоны Енисейского Кряжа [2];

3) полюс для немакит-далдынского времени (~540 млн лет) – переход мотской–иркутской свит Восточного Присаянья, куртунская и ушаковская свиты Юго-Западного Прибайкалья [1];

4) полюс для границы немакит-далдын – томмот (~530 млн лет) – получен по переходным слоям харауетехской и тюсэрской свит Чекуровской антиклинали (Хараулахские горы, СВ Сибирской платформы) [3].

Североамериканские палеомагнитные данные, которые мы используем для оценки взаимного положения Сибири и Лаврентии в венде, освещены в работе [1]. Здесь следует добавить, что палеомагнитные полюсы Лаврентии для интервала времени от 720 до 500 млн лет локализованы в одной области земного шара от 150 до 180° по долготе в экваториальной зоне [4, 5]. Это должно означать, что с конца рифея по конец кембрия Лаврентия не испытывала значительных разворотов и широтных перемещений, поэтому в качестве вендского полюса Лаврентии мы используем среднее по двум наиболее надежным определениям Buckingham Volcanics (~550 млн лет) [6] и Long Range Dykes (615 ± 2 млн лет) [7].

Вендский сегмент КМП Сибири. Как видно (рис. 1, А) вендские палеомагнитные полюсы образуют закономерный тренд из субтропической зоны Индийского океана к югу и далее на восток к южной оконечности Новой Зеландии, плавно приближаясь к среднекембрийскому полюсу Сибири. Полученные данные находятся в резком противоречии с имеющимися представлениями о тихоокеанском тренде кривой КМП Сибири в рифеевенде [8, 9 и др.]. «Индоокеанский» вендский тренд является веским доводом в пользу изменения принятой к настоящему времени опции полярности палеомагнитных направлений для рифея Сибири

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

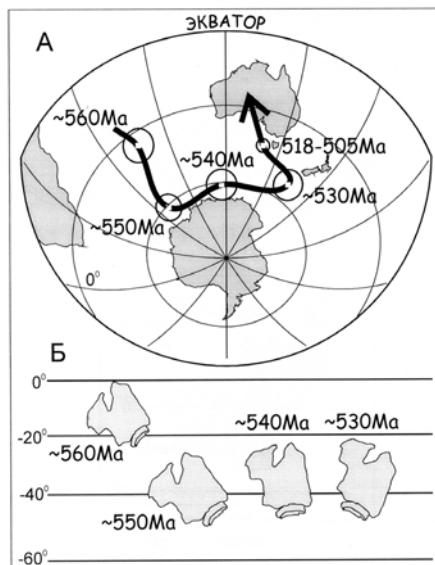


Рис 1. Кривая кажущейся миграции полюса (А) и дрейф Сибирской платформы (Б) в венде–кембрии

ской платформы, что в свою очередь представляется ключевым моментом в решении вопроса о взаимном положении Сибири и Лаврентии в рамках суперконтинента Родиния и о самой возможности существования этого суперконтинента [10].

Сибирь в венде (рис. 1, Б). В первую очередь надо отметить, что в рассматриваемом временном интервале Сибирь находилась в тропических и субтропических широтах Южного полушария и была обращена к северу своей южной (в современных координатах) окраиной. Начиная с эдиакарского времени, Сибирь испытывает южный дрейф ($\sim 25^\circ$), без существенных разворотов. К концу эдиакария Сибирская платформа находилась в самой южной точке своего пути за последний, по крайней мере, миллиард лет – северная таймырская ее окраина в это время была на широте $\sim -50^\circ$. С рубежа эдиакарий – немакит-далдын и вплоть до начала томмота Сибирь испытывает существенный разворот по часовой стрелке ($\sim 55^\circ$) и незначительный северный дрейф. В кембрии вращение сменилось на противоположный знак, а северный дрейф, «заданный» еще в начале немакит-далдынского времени, продолжался до середины мезозоя, и далее, когда Сибирь пересекла приполюсные области северного полушария, продолжился, но уже в южном направлении.

Сибирь и Лаврентия. Вероятно, одна из наиболее обоснованных, как в палеомагнитной, так и в геологической своей части, реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в рамках суперконтинента Родиния предложена в работе [10] (рис. 2, А). В данной работе

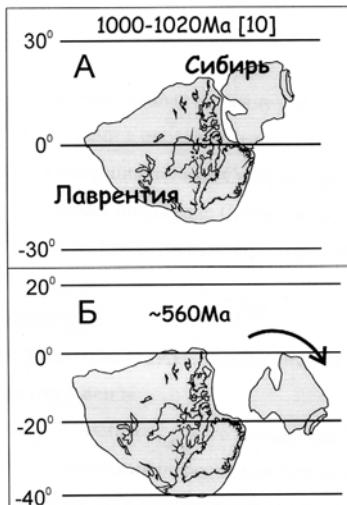


Рис 2. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии для мезо-неопротерозоя (А) и для эдиакария (Б)

было показано, что Сибирь и Лаврентия могли составлять единый континентальный блок в предложенной конфигурации по крайней мере с 1035 млн лет и до 950 млн лет. Верхний возрастной предел в 950 млн лет обусловлен практически полным отсутствием валидных палеомагнитных данных для позднейшего докембria Сибири. Согласно имеющимся представлениям, распад суперконтинента Родиния произошел ~ 750 млн лет назад, в то же время есть отдельные геологические материалы, свидетельствующие, по мнению автора статьи [11], что Сибирь и Лаврентия составляли единый блок вплоть до раннего кембрия. Наши данные позволяют протестировать данную гипотезу. Как видно из рис. 2, Б, широтное положение Сибири относительно Лаврентии в эдиакарии было примерно таким же, как в средне-верхнерифейское время (см. рис. 2, А), однако, согласно нашим расчетам, в интервале 1000–560 млн лет Сибирь развернулась относительно Лаврентии примерно на 50° по часовой стрелке. То есть к позднему венду в конфигурации, предложенной в работе [10], эти кратоны уже не могли существовать. Таким образом, распад родиниевского фрагмента Сибирь–Лаврентия должен был произойти уже в доэдиакарское время.

Работы выполнены при финансовой поддержке INTAS, грант № 03-51-5807; РФФИ, проект № 04-05-65024 и программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

Литература

1. Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E. Two Competing Paleomagnetic Directions in the Late Vendian: New Data for the SW Region of the Siberian Platform // Russian J. Earth Sci. 2005. V. 7, N 3.

2. *Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E.* Paleomagnetism of Vendian rocks in the southwest of the Siberian Platform // Russian J. Earth Sci. 2006. V. 8, ES2003, doi:10.2205/2005ES000182
3. Павлов В.Э., Галле И., Шацилло А.В., Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена – новые ограничения на кривую кажущейся миграции пояса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // Физика Земли. 2004. № 2. С. 28–49.
4. *McElhinny M.W., McFadden P.L.* Paleomagnetism: Continents and Oceans. San Diego: Academic Press, 2000. 386 p.
5. Pisarevsky S.A., Natapov L.M. Siberia in Rodinia // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 221–245.
6. Dankers P., Lapointe P. Paleomagnetism of Lower Cambrian volcanics and a cross-cutting Cambro-Ordovician diabase dyke from Buckingham (Quebec) // Canad. J. Earth Sci. 1981. V. 18. P. 1174–1186.
7. Murthy G.S., Gower C., Tubett M., Patzold R. Paleomagnetism of Eocambrian Long Range dykes and Double Mer Formation from Labrador, Canada // Canad. J. Earth Sci. 1992. V. 29. P. 1224–1234.
8. Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic data for Siberian Platform: from Rodinia to Pangea // Earth Sci. Rev. 1998. V. 43. P. 1–24.
9. Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М. Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присаяны как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика. 2005. № 4. С. 398–413.
10. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацилло А.В. Уйская серия и позднерифейские силы Учуро-Майского района: изотопные и палеомагнитные данные и проблемы суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
11. Pelechaty S.M. Stratigraphic Evidence for the Siberia-Laurentia Connection and Early Cambrian Rifting // Geology. 1996. V. 24, N 8. P. 719–722.

Б.Ф. Шевченко¹, В.Б. Каплун¹

Глубинные признаки межплитных и внутриплитных границ Амурской тектонической плиты

По классическому определению литосферных плит, которое присутствует в понятии «тектоника литосферных плит» [2], их современные границы явным образом устанавливаются по сейсмическим поясам. Параметр мощности плиты присутствует в неявном виде. При выделении основных современных тектонических плит на глобальном уровне в настоящее время разночтений среди исследователей практически не существует (www.iris.edu/seismon/imgs/plates.gif). Для выделенных по сейсмическим поясам тектонических плит, 13 объектов, параметр мощности литосфера не привлекался. Установленная тектоническая делимость хорошо соответствует еще одному современному геодинамическому признаку – горизонтальным перемещениям земной поверхности, которые получены в результате экспериментальных наблюдений на станциях VLBI и GPS и рассчитаны в системе ITRF-97 (<http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>).

Однако на этом уровне Амурская плита по заданным признакам не проявляется. При использовании иных каталогов по распределению

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

землетрясений, если принимать во внимание не только области линейной сейсмической активности, но и плотность распределения сейсмических событий по площади, Амурская плита выделяется в виде обособленного пространственного объекта [1]. Здесь уже отчетливо видно, что площадь, занимаемая Амурской плитой, с севера ограничена сложно построенной линейной зоной сейсмичности субширотного простирания, восточная ее граница представлена хорошо структурированным линейным сейсмическим поясом, протягивающимся от юго-западного побережья о-ва Хонсю до северной границы о-ва Сахалин. С юга и запада подобных линейных сейсмических поясов нет. Границы плиты определяются по иным признакам. При рассмотрении площадного распределения сейсмичности видно, что пространство, принадлежащее Амурской плите, менее сейсмично (плита обладает низкой механической добротностью). При более детальных построениях и анализе распределения плотности землетрясений с магнитудой ≥ 4 площадь, занимаемая Амурской плитой, выделяется достаточно уверенно и представляет собой территорию с относительно малой повторяемостью сейсмических событий [3].

На основании составленной нами карты мощности литосфера [5] Амурской плиты, сопредельной с ней и расположенной восточнее Охотоморской плиты, а также для фрагментов Евразиатской, Северо-Американской и Северо-Китайской плит [4, 7], с учетом ранее выполненных модельных построений глубинного строения литосферы и земной коры [5, 6] и линейных зон с высокой повторяемостью сейсмических событий, установлены глубинные признаки межплитных и внутриплитных границ изучаемого объекта.

Для межплитных границ характерны протяженные зоны сокращенной мощности литосферы и сопутствующие им структурные элементы. Наиболее протяженный пояс поднятия кровли астеносферы (сокращение мощности литосферы до глубин 50–70 км) прослежен вдоль западного и северного обрамления Амурской плиты. На западе этот пояс начинается меридиональным фрагментом примерно от района с координатами 48° с. ш. и 102° в. д. Далее, от южной оконечности оз. Байкал он тянется на северо-восток примерно до 56° с. ш. и 114° в. д. и затем приобретает генеральное широтное направление вплоть до Удского залива Охотского моря. В этой части площади исследований контур поднятия кровли астеносферы остается незамкнутым. Астеносферное поднятие практически на всем своем протяжении обрамляется зонами градиентов в изменении мощности литосферы и, следовательно, западной и северной границам Амурской плиты, скорее всего, соответствует на западе внутренняя градиентная граница, на северо-западе и севере – внешняя градиентная границы литосферного поднятия.

Южная граница плиты проходит вдоль обрамления крупного южного блока литосферы сокращенной мощности (60–100 км), которому соответствует фрагмент Северо-Китайской литосферной плиты, и представляет собой сочетание градиентных и трансформных элементов в изменении мощности литосферы общего широтного простирания.

Восточная граница плиты, по нашим построениям, обусловлена юго-восточным блоком сокращенной мощности литосферы (глубины 25–50 км), который охватывает акватории Японского, Желтого и части Восточно-Китайского морей и прилегающей к ним части континента. Градиентно-трансформная граница, проходящая по восточному обрамлению этого литосферного блока, является глубинным ограничением Амурской плиты.

Внутри намеченных таким образом контуров Амурской плиты по глубинному параметру (мощность литосферы) можно выделить два структурных элемента: литосферные пояса и литосферные блоки. Причем в северной половине плиты преобладают литосферные пояса, а в южной – блоки. Первый литосферный пояс характеризуется сокращенной мощностью литосферы, и о нем было сказано выше. Второй литосферный пояс протягивается восточнее и южнее первого и проходит параллельно ему. Мощность литосферы этого пояса повышена до 140–150 км. В целом ориентировка этих выделенных элементов литосферы соответствует ориентировке основных региональных структур составляющих Амурскую плиту – фрагментам Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов. Южная часть Амурской плиты имеет блоковое строение. Мощность литосферы по блокам меняется от 150 до 75 км и менее. Пространственная ориентировка блоков имеет преимущественно северо-восточное направление.

Границы внутренних литосферных поясов и блоков определяют глубинные особенности внутриплитных границ Амурской плиты. В отличие от межплитных границ они менее протяженные, соотношение градиентных и трансформных элементов примерно одинаковое (в межплитном случае преобладают градиентные элементы). Они также имеют преимущественно северо-восточное и северо-западное простирание в отличие от ортогонального межплитного структурного плана. Различие между типами границ – межплитных и внутриплитных, – усиливается при привлечении данных о глубинной структуре верхней части литосферы – о земной коре.

На уровне подошвы земной коры структурная (блоковая) картина становится более сложной. При совместном анализе структурных планов блоков коры и литосферы намечается различное соотношение между литосферными и внутрилитосферными (коровыми) глубинными границами. Следовательно, усиливается различие между межплитными и внутриплитными границами раздела. Так, для межплитных границ, часто характерна преемственность (совпадение в плане) границ литосферных и коровых блоков, а для внутриплитных подобное совпадение является скорее исключением и можно вести речь лишь о фрагментарном соответствии [6].

Проявления новейшей геодинамической активности находят отражение в структурных элементах литосферы. В северо-западной и северной области глубинного обрамления Амурской плиты находится современная зона растяжения земной коры. Это – собственно Байкальский рифт и его продолжение на северо-восток в виде мезозойско-кайнозойских осадочных

впадин. Несмотря на единую геодинамическую характеристику рифтовой системы – перманентное растяжение, ее глубинная характеристика не столь однородна. Если оз. Байкал расположено в центральной части области сокращенной мощности литосферы (50 км и менее), то Верхнеангарская, Муйско-Куандинская, Верхнечарская и, частично, Верхнетоккинская впадины расположены в зоне максимального градиента изменения мощности литосферы. Разломные системы, вдоль которых формируется современная гидрографическая сеть, порой соответствуют глубинным структурным элементам литосферы. Например, второй литосферный пояс совпадает с бассейном р. Амур на всем протяжении от верховьев до его устья.

Анализ наших построений по литосфере и земной коре относительно плана разломных тектонических структур [8] позволяют сделать вывод о соответствии простирания литосферных и коровых внутриплитных границ северо-восточному простиранию разломов. Эта система с кайнозоя определяет современный тектонический план восточной части Амурской плиты. Характерным примером связи глубинных и приповерхностных структур является система разломов Тан-Лу.

Литература

1. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хайн. М., 2000. 193 с.
2. Борукаев Ч.Б. Справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск, 1997. 36 с.
3. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С. Блоковые структуры и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 5. С. 3–19.
4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
5. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:15 000 000. Владивосток;Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2005. 264 с.
6. Шевченко Б.Ф. Глубинное строение и геодинамика области сочленения литосферных плит Востока России // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2004. С. 289–291 (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 2).
7. Хайн И.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
8. Tectonic map of Central Asian and Pacific Regions in the junction area. Scale 1: 1 500 000. Compiled by L.P. Karsakov and Zhao-Chunjing. Khabarovsk;Shenyang, 2002.

В.И. Шевченко¹, А.А. Лукк¹, М.Т. Прилепин¹

Автономная и плейттектоническая геодинамика Альпийско-Гималайского подвижного пояса

1. Геосинклинальная концепция, господствовавшая в геотектонике около ста лет, была основана практически только на геологических данных по континентам. Плейттектоническая концепция, играющая уже

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

около полувека ведущую роль в науках о Земле, базируется, главным образом, на геофизических материалах преимущественно по океанам.

2. В последние 10–15 лет получил широкое применение принципиально новый метод исследования тектонических процессов — высокоточные геодезические измерения, метод GPS в первую очередь. Точность измерений горизонтальных смещений — от единиц до долей миллиметра. Новый метод позволяет составить представление о реальных, а не теоретически реконструированных тектонических смещениях и, тем самым, проверить прогнозы, сделанные в рамках разных тектонических схем.

3. Существующие геодезические, а также геологические и геофизические материалы по Альпийско-Гималайскому (Альпийско-Индонезийскому) подвижному поясу и некоторым другим сооружениям [1–9] позволяют прийти к следующему выводу. Тектоническая структура, геологическая зональность, сейсмичность и современная геодинамика указанных элементов земной коры определяются взаимодействием двух различных механизмов тектогенеза. Это, с одной стороны, механизм автономного саморазвития названных элементов структуры. Этот механизм действует через активное увеличение объема (и, в том числе, площади) слоистых пород земной коры/литосфера в результате, по-видимому, привноса в эти породы дополнительного минерального материала восходящим потоком глубинных флюидов. Не умещаясь на ранее занимаемой площади, слоистые породы деформируются, а ширина подвижного пояса увеличивается. Процесс сопровождается соответствующими сейсмическими проявлениями. С другой стороны, это плейттектонический механизм внешнего воздействия латерально смещающихся литосферных плит на подвижный пояс и другие элементы структуры.

4. Действия автономного и плейттектонического механизмов выявляются в пределах Средиземноморского [3] и Индонезийского [9] сегментов Альпийско-Гималайского подвижного пояса. В других сегментах пояса (например, Загросском и Гималайском) проявления автономного механизма могут быть полностью или почти полностью замаскированы или подавлены действием плейттектонического механизма конвергенции литосферных плит.

5. Очень наглядно проявления автономного, неплейттектонического механизма формирования структуры демонстрируют последние результаты геодезических измерений в Альпах и на Карпатах (рисунок). В Западных и Центральных Альпах, образование которых, бесспорно, связано с напряжениями субгоризонтального сжатия, установлено современное увеличение ширины сооружения [10, 11, 14, 15]. В Карпатах векторы скоростей горизонтальных смещений геодезических пунктов ориентированы центробежно и веерообразно — в сторону смежных Восточно-Европейской платформы и Мезийской микроплатформы [12, 16]. Геодезические пункты в Балканах также смещаются в сторону последней [13]. Ширина подвижного пояса в результате увеличивается и в этом его сегменте.

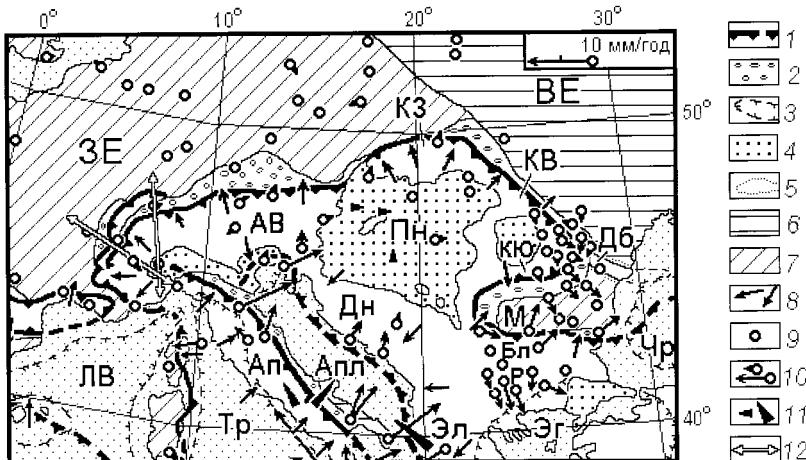


Рисунок. Альпы – Карпаты – Балканиды: современная геодинамика по данным GPS

Тектоническая основа (из: [3], фрагмент): 1 – внешние границы покровно-надвиговых сооружений подвижного пояса; 2 – передовые прогибы; 3, 4 – границы наложенных впадин (3) и обломочные отложения в их пределах (4); 5 – контуры сооружения Добруджи; 6, 7 – платформы древние (6) и эпигерцинские (7); 8 – направления перемещений тектонических покровов и надвигов по геологическим данным. **Складчато-надвиговые сооружения:** АВ – Альпы Восточные; Ап – Апennины; Бл – Балканиды; Дб – Добруджа; Дн – Динариды; КВ, КЗ, КЮ – Карпаты Восточные, Западные и Южные; Р – Родопы; Эл – Эллиниды. **Наложенные впадины:** ЛВ – Лигурийско-Валенсийская; Пн – Паннонская; Тр – Тирренская; Чр – Черноморская; Эг – Эгейская. **Платформы и их части:** Апл – Апулийская; ВЕ – Восточно-Европейская; ЗЕ – Западно-Европейская; М – Мезийская

Современные горизонтальные движения в регионе (из: [3] и по данным: [10–17]): 9 – геодезические пункты; 10, 11 – векторы скоростей горизонтальных смещений отдельных (10) и групп (11) геодезических пунктов; 12 – расширение (знак вне-масштабный) Западных и Центральных Альп

6. Современные геодезические измерения, с одной стороны, подтверждают (в глобальном масштабе) прогнозы плейтектонической концепции относительно современных перемещений основных литосферных плит. Но, с другой стороны, показывают, что Альпийско-Гималайский подвижный пояс (и, по крайней мере, некоторые другие) развивается в соответствии со своими собственными, внутренними закономерностями. Эти последние близки (с определенными дополнениями) тем, которые подразумеваются геосинклинальной концепцией. Полный отказ от этой концепции не представляется обоснованным.

Литература

1. Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И. Геодинамика территории Гармского полигона (Таджикистан) по результатам светодальномерных наблюдений // Геотектоника. 1993. № 3. С. 47–54.

2. Лукк А.А., Шевченко В.И. Характер деформирования земной коры Гармского района (Таджикистан) по геологическим и сейсмологическим данным // Физика Земли. 1986. № 7. С. 16–33.
3. Прилепин М.Т., Шевченко В.И. Геодинамика Средиземноморья по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 6. С. 19–31.
4. Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении. М.: Наука, 1984. 160 с.
5. Шевченко В.И. О возможной роли некоторых процессов литогенеза в формировании тектонических дислокаций субгоризонтального сжатия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Вып. 3. С. 14–25.
6. Шевченко В.И. Альпийско-Гималайский подвижный пояс: плейттектоническая и геосинклинальная концепции // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 358–361 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
7. Шевченко В.И. Средиземноморье – Кавказ: плейттектоническая и геосинклинальная концепции // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Вып. 4. С. 21–29.
8. Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В. Геология, геодезия, сейсмичность Большого Бассейна (Провинция Бассейнов и Хребтов, США) // Физика Земли. 1996. № 9. С. 3–27.
9. Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. Суматранское землетрясение (26. 12. 2004 г.) – проявление неплейттектонического процесса в литосфере // Физика Земли. 2006. № 12. С. 34–41.
10. Calais E., Nocquet J.-M., Jouanne F., Tardy M. Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001 // Geology. 2002. V. 30, N 7. P. 651–654.
11. Caporali A., Martin S. First results from GPS measurements on present day alpine kinematics // J. Geodyn. 2000. V. 30. P. 275–238.
12. Grenerczy G., Sella G., Kenyeres A. Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32, N 16. P. L16311 1–4.
13. Kotzev V., Nakov R., Burchfiel B.C., King R., Reilinger R. GPS study of active tectonics in Bulgaria: results from 1996 to 1998 // J. Geodyn. 2001. V. 31, N 2. P. 189–200.
14. Nocquet J.-M., Calais E. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solution, 1996–2001 // Geophys. J. Int. 2003. V. 154, N 1. P. 72–88.
15. Nocquet J.-M., Calais E. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe // Pure and Applied Geophysics. 2004. V. 161. P. 661–681.
16. Van der Hoeven A.G.A., Mocanu V., Spacman W. et al. Observation of present-day tectonic motion in the Southeastern Carpathians: results of the ISES/CRC-461 GPS measurements // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 239. P. 177–184.
17. Vigny C., Chery J., Duquesnoy T. et al. GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period: 1993–1998 // J. Geodesy. 2002. V. 76. P. 63–76.

О.Г. Шеремет¹

Особенности деформаций Байкальской рифтовой зоны по результатам совместного анализа гравимагнитных полей

По существующим представлениям, Байкальская рифтовая зона (БРЗ) является глобальной сдвигово-раздвиговой структурой, которая и сейчас испытывает интенсивное растяжение. В настоящее время раскрытие Байкальского рифта связано с субгоризонтальным растяжением, ориентированным в СЗ–ЮВ направлении, перпендикулярно главным сбросам. Рас-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

пределение эпицентров землетрясений свидетельствует о том, что активные движения в северной котловине Байкала и в зоне Приморского разлома в настоящее время прекратились, но продолжаются в системе грабенов южной и центральной котловин Байкальского рифта. Там аномалии плотности землетрясений тяготеют к юго-восточным бортам и интерпретируются как зоны наиболее интенсивного растяжения земной коры БРЗ. Глубина сейсмофокального слоя оценивается в 12–17 км [1].

Однако по структуре поля тектонических напряжений нельзя однозначно определить месторасположение локальных зон напряжений, вызывающих деформации в приповерхностном слое земной коры. Это обусловлено тем, что поиск локальных тектонических напряжений тесным образом связан с решением ряда таких вопросов, как обнаружение глубинных разломов земной коры, фиксирующих тектонические границы БРЗ, выявление качественных и количественных соотношений поверхностных и глубинных структур во внутренних частях БРЗ, оценивание их глубинных, плотностных и магнитных характеристик. Ответы на поставленные вопросы можно получить из геологического истолкования совместных гравимагнитных полей. Целесообразность такой интерпретации обусловлена тем, что при геологическом истолковании отдельно взятых гравитационного и магнитного полей исследователи приходят к противоречивым результатам [2, 3]. В этих условиях применение предлагаемого метода позволяет уточнить старую и получить новую информацию о размещении выявленных структур и контролирующих их разломов и разломных зон. В настоящей работе метод совместного анализа гравимагнитных полей применяется в комплексе с материалами сейсмозондирования и сейсмологии [4]. В расчетах использовались высокоточная гравиметрическая съемка акватории Байкала, а также аномалии силы тяжести в редукции Буге Δg и приращений модуля полного вектора напряженности магнитного поля Земли ΔT_a на сопредельных территориях.

Методика исследований была связана с интерпретацией расчетных значений модуля трансформанты полей Δg и ΔT_a , называемой D -функцией, по семи профилям, совпадающим в пределах акватории с профилями многоканального сейсмопрофилирования [4]. В основе такой интерпретации лежат аналитические и численные расчеты D -функции от простых моделей геологических сред, фрагментарно описывающих реальный разрез земной коры. Методика позволяет выделить в разрезе структуры, трудно определяемые по отдельно взятым гравимагнитным полям и, в то же время, является дополнением к интерпретации этих полей. Суть ее состоит в расчете D -функции в точках задания исходных полей Δg и ΔT_a , а также на нескольких уровнях верхнего полупространства, в распознавании типов простых физических моделей, детерминировано описывающих реальные разрезы с дальнейшей оценкой параметров этих моделей как по расчетным данным, так и по исходным полям. Для большинства моделей даются: аналитический расчет (прямая задача) D -функции и простые оценки их параметров (обратная задача) по

особым точкам, в которых трансформанта достигает экстремума на уровнях верхнего полупространства.

В двумерном случае формула для вычисления D -функции выглядит достаточно компактно:

$$D = |\delta| = |\Delta T/G'| = ((|Z|^2 + |H|^2)/(V_{xz}^2 + V_{zz}^2))^{1/2}, \quad (1)$$

где $\zeta = x + iz$; $\delta = \delta_x + i\delta_z$ – комплексная функция; $G(\zeta) = \Delta g(x, z) + iVx(x, z)$ – комплексное гравитационное поле; G' – производная этого поля; $\Delta T = \Delta T(x, z) = Z(x, z) + iH(x, z)$ – комплексное магнитное поле.

Из приведённого определения D -функции следует, что для однородных источников, имеющих постоянное отношение избыточной плотности σ к избыточной намагниченности I , трансформанта будет постоянной величиной, равной $I/\sigma = d_0$, где f – гравитационная постоянная. Для рассматриваемого случая форма источников может быть произвольной, а соотношение (1) совпадает с известным соотношением Пуассона. Отсюда легко находится применение рассматриваемой аналитической модели – будем считать ее первой – для районирования гравимагнитных полей.

Суть такого районирования состоит в выделении в разрезе земной коры однородных зон, в пределах которых D -функция с заданной точностью близка к пое. Естественно, что неоднородных зон больше, чем однородных, но при расчетах этой функции на уровнях верхней полуплоскости количество первых сокращается за счет исчезновения высокочастотных составляющих исходных полей.

Рассмотрены пять аналитических и числовых моделей неоднородных геологических сред. Не останавливаясь на выводе формул для этих моделей, приведем полученные с их помощью результаты распознавания геологических структур БРЗ в региональном плане на качественном уровне. На всех расчетных профилях в пределах Байкальской впадины, за исключением проходящего по границе Среднего и Северного Байкала, наблюдаются пониженные значения расчетной трансформанты. Такие аномальные значения можно однозначно объяснить с помощью модели, предполагающей наличие менее плотных пород ложа фундамента, перекрытых породами чехла пониженной плотности. О нижней границе такого разуплотнения можно судить по исчезновению зоны минимума в значениях D -функции на высотах 30 км и выше. Отсюда следует, что зона разуплотнения фундамента находится под впадиной Байкала на глубинах порядка 10–15 км. Глубже фундамент становится более однородным, описываемым первой из моделей. При этом абсолютные минимумы трансформанты на каждом уровне, по мере увеличения высоты пересчета, приближаются с востока к линии эпицентров наибольших мощностей осадочного чехла на расстояние не менее 18 км и приурочены к аномалиям плотности землетрясений.

На более детальном уровне проведены аналитические и численные расчеты аномалий D -функции для шести моделей неоднородных сред, позво-

ляющих определить тип и плановое положение неоднородности. Выяснилось, что расчетные значения этой функции имеют на уровнях верхней полуплоскости особенности, которых нет у исходных полей. К их числу принадлежат точки бесконечности (максимумы), обусловленные распределением аномально плотных масс, и нулевые точки (минимумы), связанные с распределением магнитных масс в земной коре. Первая из особенностей выделяет в разрезе коры глубинные разломы и разломные зоны, вторая – ее петрологические свойства. Благодаря распознающим свойствам трансформанты параметры моделей геологических структур определяются по отдельно взятым полям Δg и ΔT_a и могут быть дополнены новым расчетными параметрами, связанными с высотами точек особенностей D -функции.

Применение вышеуказанной методики позволило уточнить структурно-тектонические особенности БРЗ. В частности, выявлены и количественно описаны западная и восточная границы центральной части БРЗ, представленные разломами и разломными зонами, отделяющие ее от сопредельных структур. При этом выяснилось, что западная граница представлена более молодыми разломами, образовавшимися синхронно с самой впадиной. Оценены средние глубина и угол падения разломов, которые на западной границе меньше, чем на восточной (28–40 км и 65–70° против 35–46 км и 80–85°). Во внутренних частях выделенных границ, включая акваторию Байкала, протрассированы разломы верхней части земной коры и не обнаружено ни одного глубинного мантийного разлома. Единственным исключением является разлом, разделяющий центральную часть БРЗ на Северо-Байкальскую и Северо-Восточную (Баргузинскую) части. Признаков современного (кайнозойского) вулканизма в нижних слоях осадочного чехла Байкальской впадины не установлено. Глубины выделенных разнородных структур в пределах Байкальской впадины, в основном, не превышают 15 км. Нижележащая кора и верхи мантии являются изотропными. В пределах центральных частей БРЗ выделены разуплотненные линейные зоны чехла и фундамента, которые хорошо коррелируются с частотой и положением гипоцентров землетрясений. Также установлено, что, несмотря на пониженную плотность, породы фундамента восточных частей акватории Байкала и сопредельных территорий обладают повышенной намагниченностью (в среднем на 25%) до глубин 13–15 км, что может быть связано с обогащением гранитов фундамента магнетитом.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишиарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии // Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М., 1979. С. 157–203.
2. Балуев А.С., Асташенков О.Г., Чернов А.А. Тектоническая модель Байкальского рифта по данным гравитационной съемки акватории оз. Байкал // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 4. С. 95–105.
3. Petit C., Burov E., Déverchère J. On the structure and mechanical behaviour of the extending lithosphere in the Baikal Rift from gravity modeling // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. V. 149, N 1/4. P. 29–42.

4. Хатчинсон Д.Р., Гольмшток А.Ю., Зоненишайн Л.П. и др. Особенности строения осадочной толщи оз. Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки (1989 г.) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 10/11. С. 25–36.

С.И. Шерман¹

Современная геодинамика разломов литосферы: новые закономерности и их вероятная природа

Результаты исследований современной геодинамики разломов литосферы позволили выделить группы активных разломов, интенсивность активизаций которых изменяется в интервалах короткого реального времени и практически не зависит от современных геодинамических режимов регионов [1–4]. Введение новых параметров оценки кинематической и энергетической характеристики разломов, базирующихся на данных мониторинга сейсмических событий в областях динамического влияния разломов, открыло новые возможности для исследований закономерностей процессов активизации их многочисленных разноранговых ансамблей в реальном времени [2, 4]. Установлено, что разломы активизируются с изменяющейся интенсивностью и чаще, чем фиксируются изменения в тектоническом режиме и региональном поле напряжений. Совершенно естественно, что геолого-структурная и геоморфологическая характеристики никоим образом не могут существенно измениться за взятые реальные короткие интервалы времени. Кратковременные изменения активности разломов отражают вариации динамически неустойчивого состояния разломно-блоковой среды литосферы, слабое деформационное воздействие на которую, как триггерный механизм, и вызывает различные по интенсивности и энергетическому потенциалу активизации разноранговых ансамблей разломов, что показано на примере значительной по площади и разной по современным геодинамическим режимам территории Центральной Азии [5].

Критерием безусловной современной активизации разломов является приуроченность к ним эпицентров землетрясений. В основе рассматриваемых далее построений лежит представление о том, что землетрясение любого класса фиксирует нарушение равновесия в зоне разлома, сопровождающееся увеличением интенсивности трещиноватости и, при сильных событиях, смещением крыльев. Частота сейсмических событий в зоне разлома отражает интенсивность его активизаций, а тенденция в пространственной направленности очагов вдоль оси разлома во времени воспроизводит скорость активизаций и ее вектор в соответствующем направлении. Происходит реализация второго по: [6] механизма развития крупной трещины, ее продолжающееся формирование идет по пред-

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

варительно уже возникшей переколяционной сети более мелких трещин, и скорость развития (активизации) трещины может быть исключительно низкой, сопоставимой с геологическим временем [6].

Проанализированы временные тренды сейсмических событий, произошедших в областях динамического влияния разломов Байкальской рифтовой системы и сопредельной территории Центральной Азии за последние 40 лет. Использован каталог землетрясений Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН. Построены графики, на оси абсцисс которых откладывались длины разломов с соответствующими положениями эпицентров землетрясений; на оси ординат – время этих событий. Физический смысл тангенса угла наклона прямых к оси ординат – скорости активизаций, а направление наклона – их вектора. Эпицентры землетрясений конкретных разломов на графиках образуют системы параллельных прямых, как если бы вдоль соответствующих разломов распространялись с постоянной скоростью серии возмущений, инициирующих сейсмические события – активизации разломов. Каждая прямая соответствует возмущениям в конкретных разломах, наклон прямых определяет скорость, а их отклонение влево или вправо от вертикали – вектор возмущений по простиранию разрывов в соответствующих северных румбах. Вычисленные тренды по одинаковым тангенсам углов наклона прямой к оси абсцисс систематизируются в несколько групп, наиболее статистически обеспеченные из которых приведены в таблице. Группировка разломов по критерию одинаковых скоростей свидетельствует об идентичных параметрах их активизации. Между скоростью процессов активизации и средней длиной разломов фиксируется высокая нелинейная корреляционная связь. Кроме того, регистрируется различное пространственное направление временного тренда в рамках выделенных групп (рисунок). В первой из них превалирует вектор активизации с запада на восток в восточной части площади и с востока на запад – в западной; в четвертой – все наоборот. Особо выделяются южные части территории, находящиеся в других геодинамических обстановках. По описываемым признакам превалирования векторов вторую и третью группы можно рассматривать как переходные между первой и четвертой. Совершенно бесспорно для всех четырех групп намечается граница изменений векторов активизаций: она субмеридиональна и проходит примерно по 105° в.д., отделяя центральную часть Байкальской рифтовой системы и ее северо-восточный фланг от юго-западного фланга.

Закономерная согласованность в активизации разломов, образующих каждую из иерархических ранговых групп, и выдержаные направленности в активизации разрывов свидетельствуют о том, что генераторами описываемого процесса могут быть медленные деформационные волны разных длин, чувствительность к которым различна у выделенных групп разломов. Источниками подобных волн, возможно, являются продолжающиеся процессы активного рифтогенеза, приводящие к эпизодическим подвижкам всей межблоковой границы между Сибирской и Амур-

Характеристика разломов Байкальской рифтовой системы и сопредельных территорий по параметрам современной активизации

Группа/общее количество разломов/ количество, участвующее в анализе	Средняя длина разломов, км	Средний угол наклона временно-го тренда, °градусы	Средняя скорость активизаций, км/год	Характерное время активизаций, годы	Частота, год ⁻¹	Длина деформационной волны, км
1	2	3	4	5	6	7
1/26/19	486±189	89,4±0,24	94±57	20,4±1,7	0,05	2000
2/23/22	321±87	87,44±0,3	22±3	22,2±2,3	0,05	450
3/23/17	299±94	85,39±0,4	12±1,25	22,4±2,6	0,05	250
4/15/14	206±62	81,28±0,9	7±0,7	21,1±2,1	0,05	130

ской (Забайкальской) плитами, а также более локальные смещения между блоками других рангов на флангах и в центральной части Байкальской рифтовой системы. Высокая вероятность возбуждения волн в связи с подвижками блоков, лежащих на вязком основании, согласуется с расчетами [7, 8]. К настоящему времени факт существования деформационных волн в зонах разломов не вызывает сомнений [9]. Их можно рассматривать как один из классов механических движений, свойственных земной коре и литосфере в целом [10].

Таким образом, современная активизация разломов литосферы характеризуется высокой частотой и вариациями интенсивности, различными скоростями, коррелирующими с длинами разломов; происходит вне зависимости от региональных полей тектонических напряжений и возбуждается медленными деформационными волнами различных длин. Описанный комплекс признаков соответствуют нестационарной модели разломов литосферы.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 04-05-64348), программы 16 проекта З Президиума РАН «Динамика деформационных процессов в сейсмоактивных регионах Центральной Азии и в очаговых зонах сильных землетрясений» и проекта Президиума СО РАН ОНЗ 7.10.3 «Тектоника и геодинамика Центральной Азии в мезозое и кайнозое: формирование осадочных бассейнов и эволюция климата».

Литература

1. Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Изд-во МГТУ, 2004. 262 с.
2. Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 395–398.
3. Несмиянов С.А. Введение в инженерную геотектонику. М.: Научный мир, 2004. 216 с.

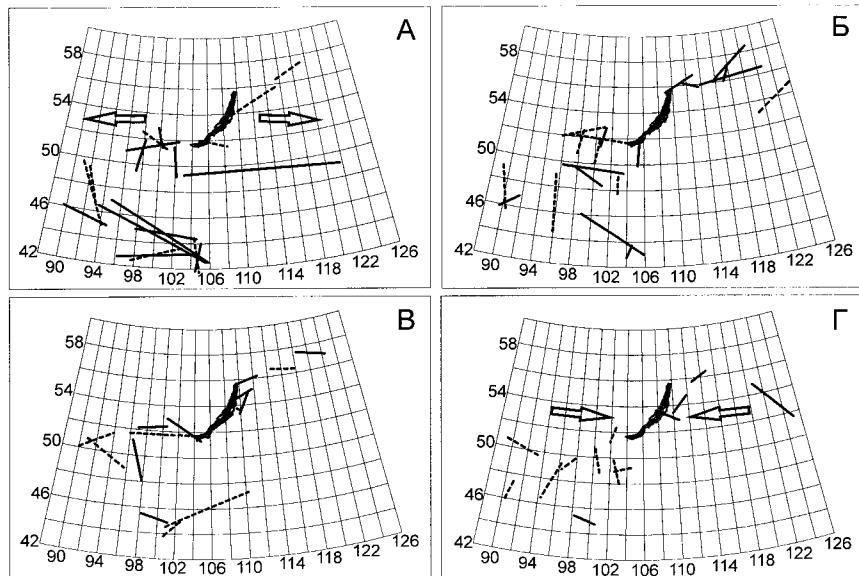


Рисунок. Активные разломы Байкальской рифтовой системы и сопредельной территории с различными скоростями и векторами фронтов деформационных волн

А–Г – разломы: А – 1-й группы; Б – 2-й группы; В – 3-й группы; Г – 4-й группы. Пунктирная линия – вектор активизации разломов направлен с запада на восток; сплошная линия – вектор активизации разломов направлен с востока на запад. Стрелки – примерное направление фронта деформационных волн возбуждения (активизации) разломов

4. Шерман С.И., Савитский В.А. Новые данные о квазипериодических закономерностях активизации разломов в реальном времени на основе мониторинга магнитуд сейсмических событий (на примере Байкальской рифтовой системы) // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 3. С. 398–403.
5. Шерман С.И., Савитский В.А., Цуркан Е.А. Современная активность внутриплитных разломов литосферы Центральной Азии на основе сейсмомониторинга // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Тез. докл. Иркутск: ИЗК, 2005. С. 139–142 (Материалы Науч. совещ. по Программе фундам. исслед.; Т. 2, вып. 3).
6. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 5–22.
7. Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение волн вдоль глубинных разломов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 10. С. 3–13.
8. Невский М.В. Сверхдлиннопериодные волны деформаций на активных разломах и сейсмичность // Геофизика на рубеже веков: Избр. тр. учен. ОИФЗ РАН. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 124–139.
9. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
10. Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37–54.

Тектоногеодинамическая эволюция континентальных окраин Арктики в условиях распада вегенеровской Пангеи и молодого океанообразования

В позднем палеозое – раннем мезозое в развитии арктической периферии Северной Евразии устанавливается синхронное и смежное проявление противоположно направленных тектоногеодинамических режимов. Конструктивный (аккреционный) режим связан с коллизией в Уральском поясе и фазой завершающего структурирования земной коры Южно-Таймырской зоны. Деструктивный режим заключался в широкомасштабном рифтинге, обусловленном действием Северо-Азиатского суперплюма, а в пределах Баренцевского региона, кроме того, не исключено, и влиянием одного из возможных ответвлений Палеопацифики.

Наложение и взаимодействие – интерференция – разнона правленных процессов привели к максимальной по размаху амплитуде восходящих и нисходящих движений в смежных геоструктурах. Одним из следствий интерференции указанных режимов является формирование аномально-го облика Восточно-Баренцевского мегабассейна – с лавинным, но не-компенсированным накоплением мощнейшего осадочного выполнения редуцированной земной корой и базальтоидным магматизмом.

В целом же для арктической окраины Евразии пермско-триасовый этап знаменует повсеместный переход от карбонатной седиментации к терригенной и смену стабилизированного режима развития подвижным (с миграцией депоцентров, диахронностью горизонтов и т. п.).

Отмеченное приводит к выводу о завершении в рассматриваемую эпоху основных процессов акреции континентальной коры региона и практическим мгновенном, в геологическом масштабе времени, скачке к началу дезинтеграции только что созданной вегенеровской Пангеи, предваряю-щим последующее стадийное нарастание деструкции ее литосфера. В дальнейшем, главным процессом, определявшим направленность геологической эволюции в мезозое и кайнозое, оставался устойчивый прогрес-сирующий распад литосферы Пангеи-II и ее лавразийских фрагментов, обусловивший развитие системы глубоководных впадин со спрединговой структурой фундамента и облик океанического пространства в Арктике.

Юрско-меловое время определяет формирование наиболее обширно-го океанического бассейна Арктики – Амеразийского. Его раскрытие носило полициклический характер и сопровождалось широким проявле-нием ареала юрско-мелового базальтоидного магматизма. Центральная Атлантика начала раскрываться в начале средней юры (около 170 млн. лет назад), и с этим процессом синхронизируется фаза континентально-го рифтинга в Арктике («неудачная» попытка раскрытия Амеразийского

¹ Мурманский морской и биологический институт (ММБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

бассейна, начиная с аалена–бата). Затем, наступила очередь Южно-Атлантической области – около 150 млн лет назад – и с этим моментом совпадают проявление юрского базальтоидного магматизма в Баренцевском регионе, морская трансгрессия с севера, углубление его бассейнов и накопление депрессивной черносланцевой фации киммеридж-волжского глинистого комплекса.

В конце раннемеловой эпохи стартует основная фаза раскрытия Амеразийского бассейна, продолжавшаяся с готерива до Альба–сеномана. Рифтогенные процессы с сопутствующим магматизмом нарастают в Баренцевом море (архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и окружающий их области), Свердрупском бассейне в интервале от 135 до 95–92 млн. лет. С некоторым запаздыванием развивается Северо-Атлантическая область, где начало спрединга датируется альбом–сеноманом (100–80 млн лет назад), когда, по существу, в Амеразийском бассейне спрединговый центр уже отмирает (95–80 млн лет) и завершается сопровождавший его вулканизм в смежных областях (на хребте Альфа). Поэтому воссоединения Атлантики с «канадским» океаном Арктики на этом этапе ее развития, в связи с асинхронностью процессов океанообразования, как видно, не произошло. Однако «попытка» проникновения спредингового центра Амеразийского бассейна через Баренцевоморскую окраину навстречу раскрывающейся Северной Атлантике имели место. Об этом свидетельствуют особенности геологического строения окраины, характер развития и взаимоотношений с океаническими структурами, базальтоидный магматизм.

С этого рубежа начинается первая очередь экспансии океанообразующих процессов со стороны Атлантики в Арктику (рис. 1). Реализация ее была связана с пропагацией на север спрединговой системы, состоящей, как представляется, из трех ее основных звеньев – Лабрадорского, Баффина, Макарова. Развитие этой ветви Атлантики началось в середине позднего мела, около 80 млн лет назад, с отделения Гренландии от Северной Америки, которое сопровождалось раскрытием Лабрадорского бассейна, продолжавшегося и в палеоцене. Затем спрединг продвигается к северу и в течение палеоцена–эоцена формирует впадину залива Баффина и практически одновременно бассейн Макарова (с наиболее вероятным проявлением спрединга в течение позднего сенона – раннего эоцена). Так это звено спрединговой системы существовало и функционировало, хотя и в затухающем режиме, субпараллельно развивающемуся с палеоцена и набирающему силу спрединговому центру Евразийского бассейна, что, возможно, и послужило причиной отмирания первого. Показательно то, что эта генерация океанообразования завершает свое развитие в реверсивном порядке к концу эоцена. После этого, в олигоцене Гренландия становится частью Северо-Американской литосферной плиты.

Следующее вторжение океанообразующих процессов в Арктику со стороны Атлантики осуществлялось несколько позже, с перекрытием по времени первого, и уже в обход Гренландии с востока, субпараллельно

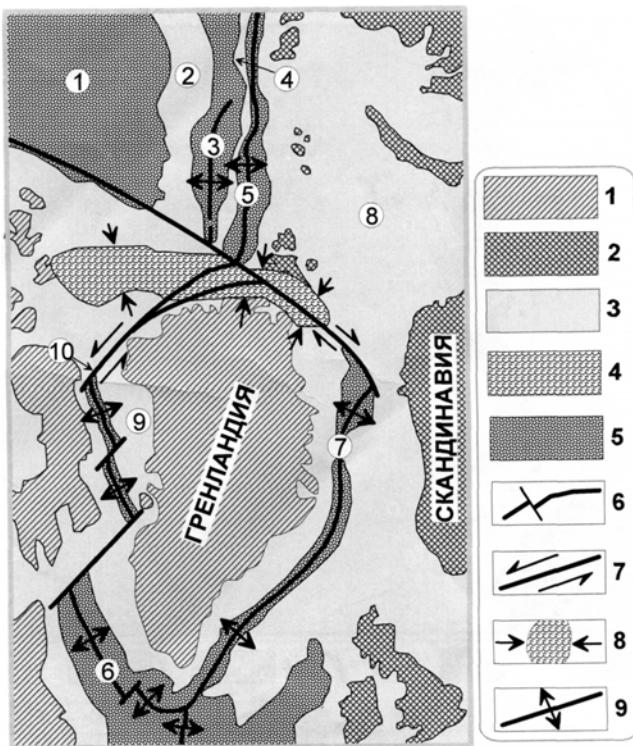


Рис.1. Палеотектоническая реконструкция на 21-ю аномалию (с использованием различных данных), иллюстрирующая начальный этап раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна, автономный характер Гренландской плиты и проникновение в Арктику двух спрединговых ветвей из Северной Атлантики. Вне масштаба

1–3 – континентальная кора: 1 – Северной Америки и Гренландии, 2 – Евразии, 3 – их континентальных окраин; 4 – Эуреканский и Западно-Шпицбергенский пояса деформаций, 5 – океаническая кора, 6 – зоны разломов, 7 – сдвиги, 8 – векторы напряжений сжатия, 9 – осевые центры спрединга. Цифры в кружках: 1 – Канадский бассейн, 2 – хребет Альфа, 3 – бассейн Макарова, 4 – хребет Ломоносова, 5 – Евразийский бассейн, 6 – Лабрадорский бассейн, 7 – Норвежско-Гренландский бассейн, 8 – Баренцево-Карская окраина, 9 – бассейн Баффина, 10 – разлом Вегенера

отмеченной выше ветви – Лабрадор – Баффина – Макарова. В результате была сформирована вторая спрединговая ветвь – Норвежско-Гренландско-Евразийская. Резко контрастные изменения в геометрии раскрытия самой северной оконечности Атлантики обнаруживаются за разломной зоной Гренландская-Сеня. Это было обусловлено тем, что в условиях реорганизации в кинематике плит и геометрии раскрытия этого сегмента Атлантики в олигоцене, Гренландия меняет направление своего движения с северного на северо-западное. И в этих условиях возникает новый спрединговый

центр – хребет Книповича. Он раскроил данную часть Норвежско-Гренландского бассейна на две резко несимметричные области – впадину Бореальную на западе от него и прогиб Поморский, расположенный вдоль Шпицбергенской окраины и полностью погребенный под мощным чехлом неоген-четвертичных отложений, как и зона разломов Сеня.

Изучение новых материалов и интегральный анализ данных магнитометрии, гравиметрии, батиметрии и сейсморазведки позволяет высказать некоторые соображения по поводу особенностей тектоногеодинамической эволюции северного сегмента Норвежско-Гренландского бассейна (рис. 2). В противоположность существующим представлениям об асимметричной акреции океанической коры в спрединговом центре хребта Книповича, результаты изучения показывают, что эта часть бассейна до 13-го хромона могла развиваться по характерной для Северной Атлантики схеме симметричного спрединга. В этой связи реконструировано возможное положение отмершего спредингового хребта (условно названного Бореальный), располагавшегося к северо-западу от современного хребта Книповича. А так как последний начал функционировать лишь после 13-го хромона, то это и обусловило кажущуюся контрастную асимметрию рассматриваемой части бассейна (без учета положения отмершего хребта) в общерегиональном плане относительно лишь хребта Книповича. Такая реконструкция позволяет объяснить ситуацию с формированием микроконтинента Ховгард.

Взаимоотношения спрединговых центров глубоководных областей Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов с прилегающими континентальными окраинами в геодинамическом отношении на современном этапе развития Земли являются собой достаточно редкие, если не уникальные, ситуации. Вероятно, Северо-Атлантическая система спрединно-оceanических хребтов – Мона, Книповича, Моллой – может, по их отношению к Шпицбергенской окраине, напоминать, в определенной степени, обстановку на подходе Восточно-Тихоокеанского поднятия и хребтов Горда и Хуан-де-Фука к западной окраине Северной Америки. Однако следует иметь в виду одну особенность, которая состоит в том, что хребет Книповича является наложенной на полосовые магнитные аномалии структурой, т.е. довольно молодым сооружением с исключительно малой скоростью спрединга.

Некоторые аналогии просматриваются и между присибирским окончанием хребта Гаккеля и севером Аравийско-Индийского хребта по их отношению к континентальным окраинам. В меловое время в весьма близкой геодинамической ситуации находился спрединговый центр Амеразийского бассейна, воздействуя на Баренцевскую палеоокраину через протяженную Свердрупско-Новосибирскую трансформную зону барьерного типа. Как и в случае с Лаптевоморской окраиной, в обстановке торцового взаимодействия с ней срединно-оceanического хребта Гаккеля, в Баренцевом море на континентальной коре получила развитие довольно широкая полоса глубоких рифтовых прогибов.

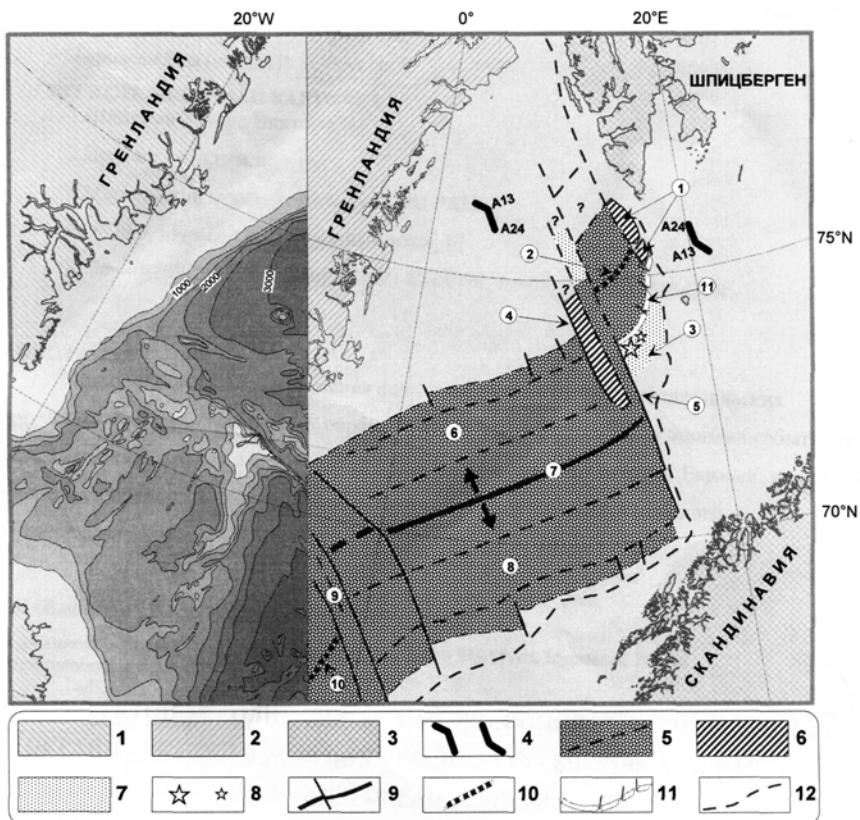


Рис.2. Палеотектоническая реконструкция (справа) на 13-ю аномалию (с использованием различных данных) и современное положение (слева) Гренландии (с батиметрией океанического бассейна) относительно Западно-Баренцевской окраины

1 – современное положение Гренландии; 2 – положение Гренландии и 3 – Шпицбергена и Скандинавии на 13-ю аномалию; 4 – векторы относительного перемещения Гренландии и Баренцево-Карской окраины с 24-й по 13-ую аномалию и после; 5 – океанская кора и некоторые магнитные аномалии; 6 – сегментированные блоки континентальной природы; 7,8 – районы проявления палеогенового платобазальтового магматизма (7) и вулканизма (8); 9 – осевые центры спрединга и трансформы; 10 – отмершие спрединговые центры; 11 – спрединговый центр, возникший после 13-й аномалии; 12 – тыловое разломное ограничение зоны перехода континент/океан

Цифры в кружках: 1 – блок будущего хребта Ховгард, 2 – предполагаемый отмерший спрединговый центр (Бореальный), 3 – платобазальтовая провинция Вестбаккен, 4,5 – трансформы: Гренландская (4) и Сеня (5); 6 – Гренландская впадина, 7 – хребет Мона, 8 – Лофотенская впадина, 9 – зона трансформных разломов Норвежской впадины, 10 – отмерший спрединговый центр хребта Эгир, 11 – зарождающийся спрединговый центр хребта Книповича

По мере раскрытия и расширения Евразийского бассейна в процессе рифтогенеза, а затем и спрединга, геодинамическое взаимодействие его осевого центра (хребта Гаккеля) с Лаптевоморской окраиной осуществлялось избирательно вдоль «барьерной» трансформной зоны (маркирующей границу континент/океан) через наиболее активные структуры растяжения, разъединяющие жесткие континентальные блоки (микроплиты).

Представляется, что близкий, если не аналогичный, механизм «сканирующего» поиска путей проникновения вдоль Шпицбергенско-Северогренландской трансформной зоны (перескок оси спрединга) был свойствен на начальном этапе и осевому центру спрединга Норвежско-Гренландского бассейна (хребет Мона).

Таким образом, можно заключить, что в общерегиональном плане взаимоотношения континентальных окраин с формирующими молодыми океаническими бассейнами включали такие геодинамические обстановки, как отчленение сегментов континентальной коры от окраин; скольжение или перескок океанических спрединговых центров вдоль трансформных зон «барьерного» типа на границе континент/океан; образование транспрессивных зон и бассейнов по типу pull-apart; платобазальтовый магматизм в районах проникновения срединно-оceanических хребтов через указанные трансформы; растяжение земной коры и магматизм в приоceanических областях. В свою очередь, отмеченное показывает, что дивергентные границы литосферных плит в процессе становления молодых океанических структур характеризовались нестабильностью позиции и конфигурации в условиях преодоления срединно-оceanическими спрединговыми центрами «барьерных» трансформных зон.

С позиций глобального уровня распад вегенеровской Пангеи арктического региона осуществлялся стадийно и практически с диаметрально противоположных сторон. В первую стадию, до позднего мела, ее разрушение осуществлялось со стороны Палеопацифики и было связано с отчленением от Канады блоков Чукотки и Северной Аляски с образованием в разрыве между ними Канадской впадины. Во вторую стадию, начиная с позднемелового времени, деструктивные импульсы брали свое начало со стороны Северной Атлантики. В результате Гренландия была отделена сначала от Северной Америки, а затем, так же как и хребет Ломоносова, и от Евразии, что привел к проникновению в Арктику двух Атлантических спрединговых ветвей – Лабрадор – Баффина – Макарова и Норвежско-Гренландско-Евразийской.

Литература

1. Шипилов Э.В. К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С.26–52.
2. Шипилов Э.В. Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 3. С. 375–379.
3. Шипилов Э.В., Шкарбуб С.И., Разницин Ю.Н. Неотектоника северной части Норвежско-Гренландского бассейна (особенности строения и развития хребта Книповича и Поморского периоceanического прогиба) // Докл. РАН. 2006. Т. 410, № 4.

Горячая гетерогенная аккреция Земли

После установления в начале прошлого века геофизическими исследованиями твердофазного состояния земной коры и мантии были оставлены идеи Канта и Лапласа об огненно-жидком образовании Земли и о постоянном присутствии магм в ее недрах. Широкое распространение получила гипотеза О.Ю. Шмидта и Г. Юри о формировании Земли путем холодной гомогенной аккреции. Предполагалось длительное (порядка 100 млн лет) ее образование из разнообразных холодных частиц, средний состав выпадавшего вещества не менялся в течение аккреции. Затем произошла гравитационная дифференциация ее недр, в первую очередь опускание металлических частиц с формированием железного ядра и силикатной мантии. Магмы образуются путем отделения выплавок в слабоподплавленных породах.

Однако к настоящему времени установлено существование противоречащих этой гипотезе данных. Оказалось, что содержание хорошо растворимых в железе сидерофильных элементов в мантийных породах на несколько порядков выше, чем в случае химической равновесности этих пород с металлическим железом [1], что противоречит существованию в прошлом смеси силикатного и металлического вещества в недрах Земли. В случае существования такой смеси температура нижней мантии и ядра была бы почти одинаковой [2]. Между тем, геофизические данные [3] свидетельствуют о резком скачке температуры ($1000\text{--}2000^{\circ}\text{C}$) на границе мантии с ядром, что обуславливает подогрев мантии и возникновение в ней плюмов. При формировании магм путем отделения выплавок не находит убедительного объяснения происхождение кислых магм и континентальной кристаллической коры, так как пироксеновый барьер препятствует возникновению кварц-нормативных расплавов в ультраосновной бедной летучими мантии. Попыткам объяснить генезис кислых магм путем отделения выплавок в эклогитах противоречат отсутствие гранитного жильного материала в этих породах, высокая прочность слабоподплавленных пород, препятствующая отделению из них выплавок, и ряд других данных [2]. Широкое развитие толеитов на платформах с мощной (до 250 км) холодной литосферой противоречит предполагаемому формированию их магм путем отделения расплава из перidotитов, подплавленных при давлении менее 20 кбар.

П.Харрис и Д.Тозер [4], видимо, первые обратили внимание на важную роль магнитных сил при процессах аккреции. По их расчетам попечное сечение захвата намагниченных частиц в протопланетном облаке было в 20 тыс. раз больше, чем немагнитных. Поэтому частицы металлического железа после остывания ниже температуры точки Кюри (1043 K) и намагничивания при движении в магнитном поле Солнца бы-

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск, Россия

стро слипались, что привело к раннему образованию железных ядер планет. Резко пониженное содержание в железных метеоритах химических компонентов с температурой конденсации ниже точки Кюри [2] подтверждает такое происхождение железных ядер.

Крупным достижением планетологии в последние десятилетия является получение доказательств горячего образования планет земной группы и существования на них глобальных океанов магмы глубиной во многие сотни километров. В результате полетов на Луну выяснилось, что на этой планете нет малодифференцированных пород типа хондритов. Все ее породы (кроме тонкого слоя реголита) являются магматическими, очень древними (обычно 4,5–3,7 млрд. лет) и высокодифференцированными (содержат до сотен хондритовых норм расплавофильтрных компонентов). Это указывает на протекание глобальных процессов магматического фракционирования на ранней стадии эволюции Луны. Особенno показательно присутствие на Луне анортозитовой коры мощностью до 100 км, которая сформировалась в результате фракционирования слоя мафического расплава толщиной не менее 1000 км [5]. Высокая отражательная способность Меркурия также свидетельствует о присутствии на нем анортозитовой коры и магматического океана в прошлом.

О существовании магматического океана на Земле свидетельствуют: 1) отсутствие в земной коре пород древнее 4 млрд лет и следов завершившей аккрецию гигантской метеоритной бомбардировки, связанное с расплавленным состоянием ее верхнего слоя в первые 0,56 млрд лет; 2) изотопные данные о протекании глобальных процессов магматической дифференциации на самой ранней стадии эволюции Земли; 3) значительное превышение (в 5–10 раз) современного теплового потока над величиной радиогенного тепловыделения, обусловленное большими запасами первичного тепла в земных недрах; 4) признаки тонкости и пластичности докембрийской литосферы и многие другие данные [2].

Таким образом, к настоящему времени получено значительное количество данных, противоречащих гипотезе холодной гомогенной аккреции Земли и указывающих на формирование ее путем горячей гетерогенной аккреции. В свете этих данных после падения температуры в протопланетном диске ниже точки Кюри началась быстрая аккреция железно-металлических частиц под влиянием магнитных сил с образованием железных планетезималей. Последующее быстрое объединение их под влиянием гравитационных сил обусловило раннее формирование и сильный импактный разогрев ядра Земли. Значительное гравитационное поле последнего приводило к последующему выпадению на ядро силикатного материала и к более позднему возникновению мантии. Меньшие размеры падавших силикатных частиц и понизившаяся скорость аккреции явились причиной менее сильного импактного разогрева силикатного вещества и меньшей температуры формировавшейся мантии по сравнению ядром. В то же время, как следует из планетологических данных, ее температура была достаточной для плавления и образования океана магмы.

В случае аккреции с участием магнитных сил время формирования планет земной группы должно быть значительно меньше, чем предполагаемые 100 млн лет для аккреции только под влиянием гравитационных сил. Это согласуется с данными по марганец-хромовому хронометру, по которому образование Земли произошло в первые миллионы лет эволюции протопланетного облака [6]. По гафний-вольфрамовому хронометру, это время составляет 10 млн лет [7].

В настоящее время предложено значительное количество моделей постаккреционной кристаллизации земного и лунного первично однородных по составу магматических океанов [2], различающихся по их начальной температуре и глубине. Однако эти модели не объясняют всех имеющихся геологических данных, так как не рассматривают процессы возникновения океанов, т.е. их синаккреционную историю. Выполненный анализ [2] показал, что земной силикатный магматический океан возник на начальных этапах аккреции мантии. В синаккреционную стадию по мере роста Земли его придонная часть кристаллизовалась и фракционировалась под влиянием увеличения давления новообразованных верхних частей. Кумулаты и захороненные среди них расплавы после компрессионного затвердевания формировали соответственно мантийные ультраосновные породы и эклогиты, что объясняет состав и происхождение этих наиболее распространенных мантийных пород. Остаточные расплавы обогащали магматический океан расплавофильтральными компонентами и обусловили рост среднего содержания последних от нижних частей мантии к верхним.

С укрупнением в процессе аккреции падавших планетезималей увеличивались величина импактного тепловыделения, температура и глубина магматического океана и уменьшалась степень придонной кристаллизации новообразованных импактных магм, что привело к эволюции состава остаточных расплавов от малобарических кислых, средних и толеитовых при образовании нижней мантии до высокобарических субщелочных пикритовых и перидотитовых при формировании верхней мантии.

Изменение состава остаточных расплавов, формировавшихся при компрессионном придонном фракционировании, обусловило возникновение расслоенности в магматическом океане. После прекращения аккреции он имел глубину около 240 км и состав его изменялся от кислого в верхней части, через средний и основной до пикритового и перидотитового в нижней. Вследствие значительного увеличения плотности с глубиной (от примерно 2,2 до 2,8 г/см³) в расслоенном магматическом океане, в отличие от однородного по составу при остывании не возникали обширные (от подошвы до поверхности) конвективные потоки, поэтому он очень медленно (в течение почти 4 млрд лет) остывал, кристаллизовался и фракционировал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь и сформировал континентальную кору и литосферу.

Литература

1. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 294 с.
2. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 240 с.
3. Raymond J., Quentin W. The core-mantle boundary region // Rev. Miner. 1998. V. 37. P. 241–259.
4. Harris P.C., Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215, N 5109. P. 1449–1451.
5. Snyder G.A., Borg L.E., Nyquist L.E., Taylor L.A. Chronology and isotopic constraints of Lunar evolution // The origin of the Earth and Moon. Univ. Ariz. Press, 2000. P. 361–395.
6. Lumair C.W Shukolukov A. The Mn-Cr system and the first 10 Ma of solar system evolution // Ann. Geophys. 1997. Suppl. N 3. P. 821.
7. Halliday A.N. Terrestrial accretion rates and origin of the Moon // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. V. 171, p. 17–30.

В.С. Шкодзинский¹, А.Н. Зедгенизов¹

Эволюция геологических процессов в истории Земли в свете модели ее горячего образования

Как показали выполненные расчеты динамики остыивания существовавшего на Земле расслоенного постаккреционного магматического океана [1], в первые 0,56 млрд лет земная поверхность была полностью покрыта расплавом и на ней не было твердых пород, что объясняет отсутствие в земной коре пород древнее 4 млрд лет и следов завершившей аккрецию гигантской метеоритной бомбардировки. В период примерно с 4 до 2,7 млрд лет назад происходили затвердевание и фракционирование верхних частей кислого слоя магматического океана с образованием серых гнейсов из кумулатов и древнейших гранитов из остаточных расплавов. С появлением на поверхности магматического океана серогнейсовой протокоры на ней начали формироваться зеленокаменные пояса в результате излияния основных и ультраосновных магм из поднимающихся нижнемантийных плумов.

Примерно 3,3–1,8 млрд лет назад протекали процессы кристаллизации и фракционирования нижних частей кислого слоя после их частичного всплытия к земной поверхности с формированием эндербитов и чарнокитов. На затвердевавшей поверхности возникших гранулитовых подвижных зон в ранних горячих водоемах накапливались первые преимущественно хемогенные и эоловые осадки, которые после уплотнения и метаморфизма под влиянием горячего основания погружались в него и формировали изолированные тела парапарод, присутствующие в гранулитовых комплексах. В нижних частях гранулитовых зон, куда не достигали погружающиеся тела парапород, сформировался инфракrustальный комплекс. После значительного затвердевания слоя кислого расплава на нем формировались различные зонально метаморфизованные суп-

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск, Россия

ракрустальные комплексы. Эти процессы объясняют происхождение континентальной кристаллической коры, ее преимущественно кислый ортогнейсовый и гранитоидный состав и огромную мощность.

Еще недавно считалось, что гранулитовые комплексы имеют архейский возраст, а породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации являются протерозойскими. Однако изотопные датировки свидетельствуют о в среднем более молодом возрасте гранулитовых комплексов (обычно 3,3–1,8 млрд лет) по сравнению с более низкотемпературными серыми гнейсами (3,7–2,7 млрд лет). Еще меньше модельный изотопный возраст мантийных ксенолитов Сибирской платформы (чаще всего 2–0,6 млрд лет [2]). Кристаллизация магматического океана сверху вниз хорошо объясняет это явление.

Температура на поверхности Земли после завершения процессов ее аккреции составляла около 2000° С [1]. С учетом этого, а также и повышенной в несколько раз скорости вращения вокруг своей оси она сначала не могла захватывать и удерживать никакие газы. Поэтому на ранней Земле атмосфера отсутствовала, что объясняет крайне низкое содержание в современной атмосфере первичных изотопов благородных газов. Атмосфера и гидросфера начали формироваться после падения температуры поверхности и возникновения ранней пластичной серогнейсовой протокоры из газов, выделявшихся при кристаллизации магматического океана. Такое происхождение атмосферы и гидросферы объясняет близость их по составу (кроме кислорода) к магматическим газам.

Сначала вся вода находилась в состоянии пара и верхняя часть газово-паровой оболочки остывала под влиянием излучения в космическое пространство, что приводило к конденсации пара и к возникновению мощного слоя облаков. Этот слой поглощал солнечное излучение. Поэтому на ранней Земле не было широтной климатической зональности, что является причиной близости состава парапород на различных древних щитах. Это согласуется с данными А.И. Пака [3] о существовании в раннем докембрии на всей Земле жаркого влажного климата. Разделение на слабо выраженные аридные и гумидные зоны начинается в раннем протерозое. В рифеях такое разделение становится резче и появляется boreальная зона.

В раннем докембрии существовала большая неоднородность в распределении температуры на земной поверхности – она была очень высокой (до 600–700° С) в местах выхода на поверхность расплавов магматического океана и резко пониженной (до нескольких десятков градусов) в участках образующейся пластичной протокоры, особенно перекрытой теплоизолирующим слоем ранних осадков. Проливные дожди из конденсировавшихся верхних частей газово-паровой оболочки приводили к быстрому остыванию этих участков. Это является причиной одновременного существования высокотемпературных гранулитовых подвижных зон, где магмы выходили на земную поверхность, и низкотемпературных зелено-каменных областей на серогнейсовой протокоре, в которых существовали ранние водоемы и накапливались осадки. Над высокотемпературными

областями газово-паровая оболочка разогревалась, а над низкотемпературными остывала, что приводило к ее интенсивной циркуляции с движением остывших нижних частей в горячие области и к эоловому переносу в них большого количества мелкообломочного серогнейсового материала. В процессе переноса под влиянием высокого содержания пара и кислых газов происходило оглинивание полевых шпатов и выдувание глинистого материала с образованием глинистых и существенно кварцевых пород. Это объясняет большое содержание высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов во многих гранулитовых комплексах. Пластиичность зарождавшейся коры обусловила выравненность ее поверхности и отсутствие на ней массовых процессов образования конгломератов. В это время не возникали оphiолиты, так как высокопластичная кора не могла скальвать пластины ультраосновной мантии в зонах сжатия.

Высокое давление на дне газово-паровой оболочки тормозило процессы расширения магматических газов и эксплозивной дезинтеграции магм, поднимавшихся к земной поверхности, что является причиной отсутствия реликтовых текстур вулканокластов в раннедокембрийских ортогнейсах. Высокая температура этой оболочки и приповерхностных пород препятствовала процессам остывания отделявшихся магматических газов и формирования ими гидротермального оруденения и приводила к рассеиванию рудных компонентов в газово-паровой оболочке. Это является причиной отсутствия сингенетического гидротермального оруденения в древних отрогнейсах и широкого развития стратиформного оруденения в позднепротерозойских осадочных толщах, формировавшихся в остающихся минерализованных водоемах. Локальные конвективные течения магмы под формирующейся корой приводили к возникновению на ее нижней границе субгоризонтальной изоклинальной складчатости, которая позже по мере консолидации коры сминалась во все более открытые и крупные складки.

В период с 2,6 до 0,6 млрд лет назад происходили процессы кристаллизации и фракционирования нижних мафических слоев магматического океана с образованием мафических кумулатов, щелочных и субщелочных остаточных расплавов и продуктов их затвердевания в континентальной литосфере и коре, что объясняет позднее появление щелочных магматических пород, континентальной литосферы и тектоники литосферных плит в истории Земли. Последними, примерно 1,0–0,6 млрд лет назад возникли кимберлитовые по составу остаточные расплавы и субстраты. Это является причиной преимущественно фанерозойского возраста кимберлитовых диатрем. Около 2,8–1 млрд. лет назад происходили процессы выжимания еще не затвердевших плагиоклазовых кумулатов среднего и основного слоев магматического океана с образованием автономных анортозитов. По мере остывания и повышения жесткости литосферы увеличивались глубина океанов, высота гор и количество возникавших конгломератов.

В процессе глобального магматического фракционирования формировались остаточные расплавы и субстраты, идентичные по составу

главным типам магм. Как показывают расчеты и наблюдения в зонах ультратемпература [4], декомпрессия и фрикционное тепловыделение при процессах тектонического выжимания и вслывания этих субстратов, являющихся высокопластичными и наименее плотными в глубинных условиях, приводили к их плавлению и к образованию магм. Первичные магмы, таким образом, имеют декомпрессионно-фрикционное происхождение. Широко распространенным представлениям о формировании магм путем отделения выплавок в слабо подплавленных породах противоречат автохтонность анатектического жильного материала в мигматитах даже при содержании его 30–40 % [4], высокая вязкость слабо подплавленных пород (10^{18} – 10^{20} паз для астеносферы, что в миллионы раз выше вязкости железа), сильно замедляющая процессы вслывания в них выплавок (миллиметры за всю историю Земли) [4].

С позиций модели горячего образования Земли выделяются следующие стадии ее геологической эволюции: 4,56–4,0 млрд лет назад – панмагматическая стадия образования вещества континентальной литосфера; 4,0–1,9 млрд лет назад – стадия зарождения тонкой пластичной континентальной коры в океане магмы; 1,9–0,6 млрд лет назад – стадия тектоники тонких пластичных коровых плит; 0,6–0,2 млрд. лет назад – стадия тектоники толстых полужестких корово-мантийных плит; 0,2–0 млрд. лет – стадия тектоники толстых жестких корово-мантийных плит.

Литература

1. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 240 с.
2. Зайцев А.И. О возрасте протолитов кимберлитовых магм Якутии // Отечественная геология. 2001. № 6. С. 6–9.
3. Пак А.И. Эволюция кор выветривания в истории Земли. Ташкент: Фан, 1987. 156 с.
4. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.

А.А. Щипанский¹, А.Н. Конилов¹

Геодинамика формирования ранней архейской континентальной коры: горячие мантийные плумы, холодная литосфера?

Несмотря на широкий спектр мнений по вопросам тектонической эволюции ранней Земли, существует общая убежденность в том, что на тектоническую активность не могла не влиять степень теплогенерации планеты. Ярким свидетельством перегретого ($> 300^{\circ}\text{C}$) состояния мантии того времени является широкое распространение в зеленокаменных поясах архея наиболее высокотемпературных из всех известных на Земле лав – коматитов. Их происхождение общепринято связывается с глубинными

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

мантийными плюмами, часто рассматриваемыми в качестве главного атрибута архейской геодинамики. В подобного рода представлениях архейская история рассматривается как доплитовая, поскольку считается, что в это время не могли осуществляться эклогитизация и субдукция океанических плит [1, 2]. Действительно, высокие температуры архейской мантии должны были приводить к генерации океанической коры, вероятно, в 3–5 раз более мощной, чем современная океаническая кора мощностью ~ 7 км [3]. Теоретически такая мощная кора должна была иметь меньшую интегральную плотность, а, следовательно, обладать большей плавучестью, чем современная океаническая кора. К тому же, более высокая мантийная температура должна уменьшать вязкость мантии, что также не благоприятствует реализации субдукции.

Однако, если бы с начала архея действовала бы только плюмовая текtonика с генерацией на поверхности литосфера абсолютно несубдуцируемых надплюмовых построек типа современных океанических плато, то тогда они целиком заполнили бы поверхность Земли за ~ 650 млн лет [4]. Заметных следов реализации такого сценария в действительности нет. И, более того, существует много геологических фактов, указывающих на то, что термальная структура и мощность архейской литосферы архея значимо не отличались от современных. К числу таковых относятся данные по реконструкции геотермических градиентов гранулитовых областей [5] и архейским возрастам алмазов из кимберлитовых трубок. Из этого следует, что в архее существовали области с холодной, отвечающей полю стабильности алмазов, литосферой, которая не подвергалась конвективной пертурбации, по крайней мере, с 3,0 млрд лет [6].

Пожалуй, самые неожиданные данные по термальной структуре литосферы ранней Земли явили результаты исследований древнейших датритовых цирконов из района Джек Хиллс, Западная Австралия с изотопными возрастами 4,3–4,4 млрд лет [7], которые обнаружили высокие значения тяжелого изотопа ^{18}O , свидетельствующие об их происхождении из гранитов, которые, в свою очередь, должны были генерироваться за счет частичного плавления ранее существовавшей гидратированной мафитовой коры [8]. Реконструкция температурных условий кристаллизации этих цирконов показала, что они сформировались при $680 \pm 25^\circ\text{C}$, что требует существования в Гаде водонасыщенной среды для начала частичного плавления и образования гранитного протолита [9].

Может показаться, что изложенные выше данные приводят к непреодолимому противоречию – парадоксу ранней Земли, где существовала перегретая мантия и холодная литосфера. Однако, в свете новых данных по недавно открытым в центральной части Беломорского мобильного пояса древнейшим эклогитам Салмы возраста ~ 2875 млн лет [10, 11], такое противоречие не представляется неразрешимым. В этих эклогитах были обнаружены свидетельства их частичного плавления с образованием расплавов, являющихся родоначальными для обрамляющих тоналит-трондемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсов. Термобарометрические ис-

следования позволили установить, что эти «замороженные» в эклогитовых телах выплавки были сформированы при температуре 670–710°C и давлении 12,5–3,5 кбар, т.е. в условиях эклогитовой фации метаморфизма. Таким образом, температурные параметры частичного плавления архейских эклогитов находятся ниже экспериментально определенного солидуса дегидратационного плавления базальта [12] и могли реализовываться только в условиях водонасыщенной системы. Косвенным указанием на то, что частичное плавление эклогитов действительно осуществлялось в низкотемпературных условиях, служит то обстоятельство, что эти процессы наблюдаются только в пределах эклогитовых тел, протолитами которых являлись кварц-нормативные толеиты. В эклогитовых телах, протолитами которых служили более тугоплавкие оливин-нормативные толеиты, прямых свидетельств частичного плавления уже не обнаруживается.

Крайне важным представляется то, что собственно эклогитовые тела тесно ассоциируют в пространстве с телами более высоко-Mg составов, которые превращены в форстерит- и серпентинсодержащие гранат-клинопироксеновые и тальк-энстатитовые породы. По валовому химическому составу среди этих пород обнаруживаются как пикриты (MgO 12 вес % < MgO < 18 вес %), так и собственно коматиты (MgO > 18 вес%). Непосредственная генетическая связь между ними и эклогитами раскрывается по данным геохимии малых элементов. И высоко-Mg и базальтовые (эклогиты) породы на спайдерограммах демонстрируют отчетливые положительные Nb аномалии, что является индикаторным признаком для производных мантийно-плюмового магматизма, таких как основные–ультроосновные вулканиты океанических плато [13]. По-видимому, и базальты и высоко-Mg вулканиты составляли разрез верхней части субдуцирующей архейской симатической постройки типа океанического плато, общая коровая мощность которого составляла не меньше 25–30 км. Доказательством того, что этот комплекс архейских пород сформировался в результате субдукционного процесса, служит ряд петрологических свидетельств, указывающих на высокую скорость их погружения до достижения глубин эклогитовой фации. В эклогитах Салмы нередки гранаты атоллового типа с проградной зональностью, в которых фиксируются минералы-узники доэклогитовой стадии эволюции их базальтового протолита (амфибол, хлорит, пумпеллеит). В породах пикритового состава также обнаружены реликты таких минералов, как сапонит и даже гидроокисел Al в виде включения в шпинели, что позволяет думать о первоначальном нахождении вулканитов в субазральных условиях.

Сохождение в едином разрезе субдуцирующей архейской симатической постройки мантийно-плюмового происхождения различных по литологии разностей вулканитов, т.е. основных (базальты) и высоко-Mg (пикриты, коматиты) пород, представляется важнейшей причиной, объясняющей происхождение архейских ТТГ-расплавов в низкотемпературных водонасыщенных условиях. В отличие от современной океанической коры, в общем обладающей унимформным толеитовым соста-

вом, субдуцирующие порции архейских океанических плит, вероятно, обладали структурой «слоенного пирога», где базальты переслаивались с высоко-Mg вулканитами. Рожденные высокотемпературными мантийными плютонами, пикриты и коматиты являлись резервуаром для водной флюидной фазы, которая служила «спусковым крючком» начала частичного плавления эклогитов в зонах конвергенции архейских плит. Судя по параметрам метаморфизма эклогитов Салмы ($T = \sim 700^\circ\text{C}$, $P = \sim 15$ кбар), базальтовая часть субдуцирующего разреза была практически полностью дегидратирована и трансформирована в эклогиты, тогда как высоко-Mg разности сохраняли высокие содержания кристаллографически связанный в минералах группы серпентина воды, полная дегидратация которых происходит при таких температурах на гораздо больших глубинах [14]. Массовый привнос водного флюида в полностью эклогитизированные базальтовые слои из высоко-Mg разностей снижал солидус начала частичного плавления эклогитов до $\sim 700^\circ\text{C}$, формируя ТГГ-расплавы ранней архейской континентальной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-65237а).

Литература

1. Davies G.F. On the emergence of plate tectonics // Geology. 1992. V. 20. P. 963–966.
2. Bjørnerud M.J., Austrheim H. Inhibited eclogite formation: The key to the rapid growth of strong and buoyant Archean continental crust // Geology. 2004. V. 32. P. 765–768.
3. Sleep N.H., Windley B.F. Archean plate tectonics: constraints and inferences // J. Geology. 1982. V. 90. P. 363–379.
4. Albaréde F., van der Hilst R.D. Zoned mantle convection // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 6. 2002. V. 360. P. 2569–2592.
5. England P., Bickle M. Continental thermal and tectonic regimes during the Archean // J. Geology. 1984. V. 92. P. 353–367.
6. Boyd F.R., Gurney J.J., Richardson S.H. Evidence for a 150–200 km thick Archean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry // Nature. 1985. V. 315. P. 387–389.
7. Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust on the oceans on the Earth 4,4 gyr ago // Nature. 2001. V. 409. P. 175–178.
8. Moizis S.J., Harrison T.M., Pidgeon R.T. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 MYR ago // Nature. 2001. V. 409. P. 179–181.
9. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // Science. 2005. V. 308. P. 841–843.
10. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V. Archean eclogites from the central part of the Belomorian mobile belt, Kola Peninsula, Russia // Mit. Öster. Min. Ges. 2005. V. 150, P. 70.
11. Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколова С.Ю. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном пояссе, Кольский полуостров // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 389–392 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
12. Vielzeuf D., Schmidt M.W. Melting reactions in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 141. P. 251–267.
13. Kerr A.C. Oceanic Plateaus // Treatise on Geochemistry / H. Holland, K. Turekian (Eds.). V. 3. Elsevier: Amsterdam, 2003. P. 537–565.
14. Ulmer P., Trommsdorff V. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism // Science. 1995. V. 268. P. 858–861.

Глобальные характеристики крупных магматических провинций в ходе эволюции суперконтинента Родинии (1600–700 млн лет)

Крупные магматические провинции (КМП) обычно ассоциируются с расколом континентов и таким образом могут использоваться при континентальных реконструкциях. Нами дается глобальный обзор КМП, возникших в интервале 1600–700 млн лет. События регионального масштаба на рубежах в 1460, 1380 и 1280 млн лет ассоциируются с распадом предполагаемого ранее существовавшего суперконтинента Колумбия; события 1100–1000 млн лет совпадают со временем окончательной сборки Родинии, и события на рубежах в 825, 800, 780, 755, а также, возможно, 920, 880 и 720 млн лет ассоциируются с распадом Родинии (рисунок). Кластеры КМП идентифицируются на уровнях 1460, 1380,

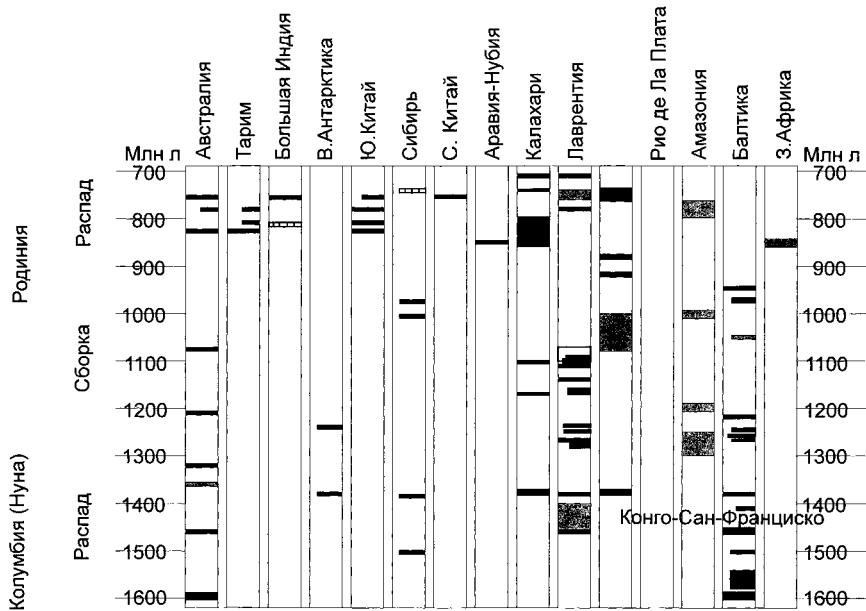


Рисунок. «Штрих-кодовые» диаграммы времени образования для каждого из блоков Родинии

Обозначение датировок: черные прямоугольники – U-Pb,, заштрихованные – Ar-Ar, серые – Rb-Sr или K-Ar или датировки по геологическим данным

¹ Эрнст Геосайенсиз, Оттава, Канада

² Геологическая служба Западной Австралии, В.Перт, Австралия

³ Геологическая служба Канады, отдел минеральных ресурсов, Оттава, Канада

⁴ Исследовательский тектонический центр при Университете Западной Австралии, Кроули, Австралия

1270, 1115–1070, 825, 780 и 755 млн лет. Регионально сгруппированные КМП, возможно представляющие суперплюмовые события, идентифицируются на уровнях 825–755 млн лет и около 1280–1235 млн лет. Не установлено никаких различий (по масштабу и характеру распространения) между КМП, возникшими до, во время и после распада Родинии. Наше понимание истории КМП, связанных с Родинией, будет улучшаться по мере того как недатированные магматические комплексы будут датированы с использованием прецизионных методов.

**Р.Э. Эрнст¹, В. Пиз², В.Н. Пучков³, В.И. Козлов³,
Н.Д. Сергеева³, М. Гамильтон¹**

**Геохимическая характеристика докембрийских
магматических серий на юго-западной окраине Восточно-
Европейского кратона, Южный Урал, Россия**

**R.E Ernst¹, V.Pease², V.N Puchkov³, V.I. Kozlov³,
N.D Sergeeva³, M. Hamilton¹**

**Geochemical Characterization of Precambrian magmatic suites
of the southeastern margin of the East European Craton,
Southern Urals, Russia**

The Bashkirian anticlinorium in the western slope of the southern Ural Mountains, Russia, exposes the poorly understood magmatic units of the southeastern margin of the East European craton. Volcanic and intrusive rocks were analysed for major and trace elements (91 samples), and the data used to correlate volcanic suites and to correlate poorly-dated intrusive suites with the volcanic suites, and also assess geodynamic setting. Five distinct geochemical suites were identified although their ages are not always well-constrained 1) Early Mesoproterozoic (lower Riphean, type section) Ai formation volcanics (ca. 1650 Ma) *situ*, and compositionally similar sills cutting the Early Mesoproterozoic (Lower Riphean) Satka formation 2) Late Mesoproterozoic (Middle Riphean) units including the Mashak volcanics, dykes of the Bakal quarries cutting the Mesoproterozoic (uppermost Lower Riphean), the Berdyau sh rapakivi pluton and crosscutting dykes (grouped as the Mashak Igneous Event) 3) Dykes and sills cutting basement of the Tarata sh complex as exposed in the Radashni quarry and a high Mg dyke in the Bakal quarry. 4) dykes cutting Neoproterozoic (Upper Riphean) units and finally 5) Late Neoproterozoic (Vendian) units consisting of basalts, andesite and dacite lavas and tuffs of the Arsha formation. A precise U-Pb age of 1384+/-2 Ma

¹ Ernst Geosciences, Ottawa, Canada

² Dept. of Geology & Geochemistry Stockholm University, SE-106 91 Stockholm, Sweden

³ Институт геологии (ИГ) Уфимского научного центра (УНЦ) РАН, Уфа, Россия

for the Bakal dyke represents the most precise estimate available for the Mashak Igneous event. The Mashak event may represent the Mesoproterozoic breakup of the East European craton, and can be correlated with the Midsommerso sills-Zig Zag Dal volcanics in northern Greenland.

Р.М. Юркова¹, Б.И. Воронин¹

Подъём оphiолитовых диапиров и нефтегазообразование в предстроводужных палеозонах

В докладе предполагается обсудить нетрадиционную проблему взаимосвязи месторождений нефти и газа с формированием оphiолитового диапира. Обсуждение основано на материалах изучения всех комплексов оphiолитов и вулканогенно-осадочных формаций, в том числе нефтегазоносных, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский, хребет Ширшова в Беринговом море.

Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив–баррем); 2) развитая приокеанская (хребет Кумроч на Камчатке, кампан–палеоцен); 3) примитивная приокеанская (Восточный Сахалин, альб–сантон, п-ов Карагинский, маастрихт–палеоцен). Для вертикального формационного ряда предстроводужных палеозон характерны турбидитно-гемипелагические флишиоидные формации с горизонтами апопепловых метасоматитов, которые сформировались субсинхронно с вулканическими комплексами. Главный породообразующий минерал апопепловых метасоматитов служит наиболее выразительным индикатором геодинамического типа палеодуги. Так, с известково-щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейланита, с бимодальной спилито-кератофировой серией вулканитов примитивной дуги – альбита, с высоко глиноземистыми вулканитами развитой энсиматической дуги – высокоглиноземистых цеолитов: ломонтита и анальцима.

Начало формирования оphiолитовой ассоциации связано с подъёмом крупного диапира или колонны диапиров ультрабазитов дунит–гарцбургитового состава, которые рассматриваются как наиболее древний мантийный комплекс оphiолитов [1]. Детальное комплексное изучение ультрабазитов показало, что они были серпентинизированы в мантии с образованием метана на глубинах 40–50 км. Образование антигорита в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40–50 км (до 100 км) подтверждено экспериментальными, термодинамическими ($T=450\text{--}600^{\circ}\text{C}$, $P=13\text{--}16$ кбар) и балансовыми расчетами [2, 3, 4, 1].

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

Начало серпентинизации обусловлено нарушением установленвшегося в ультрабазитах флюидно-минерального равновесия в результате пластических перемещений ультрабазитового мантийного вещества в связи со сменой ротационного режима Земли. В мантийном антигорите установлены высокие содержания восстановительных флюидов: водорода (230 ммоль/ кг), метана (30 ммоль/кг) и окиси углерода. Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40–50 км характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8–7,9 км/с вместо 8,1–8,2 км/с в выше- и нижележащих слоях [5]. Подъем офиолитовых диапиров приурочен к зоне перехода – примитивная островная дуга–желоб – над сейсмофокальной зоной. Эта зона представляет собой область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс [6]. Область наиболее интенсивных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба, что приводит к подъему слоев с мантийной сейсмической меткой (8,2 км/с) и обеспечивает здесь наиболее высокую сейсмичность.

На глубине 40–50 км наблюдается резкое выпадение зоны Заварецкого–Беньофа, трассируемой очагами землетрясений. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределен срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров, флюидонасыщенных пластичных серпентинитов. Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемого декомпрессией и интенсивным плавлением, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: полосчатым, габброидным, дайковым, спилит–кератофировым. Наиболее выразительными индикаторами подъёма офиолитов послужили биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов от высокотемпературных ($T=900^{\circ}\text{C}$) и глубинных в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов на контакте серпентинитов с породами, габброидного, дайкового и вулканоплутонического спилит–кератофирового комплексов до аптуфовых и апофлишоидных метасоматитов ($350\text{--}160^{\circ}\text{C}$) пограничных вулканогенно-осадочных серий. Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Такой путь развития системы способствовал активному преобразованию магмы, пород и углеводородных флюидов. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление и сейсмичность обеспечили подъем диапира, гидроразрыв перекрывающих слоев, а также преобразование углеводородов – образование гомологов метана: этана, пропана, бутана, пентана, гексана и др. Эти углеводороды, взаимодействуя при каталитической актив-

ности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты) в условиях повышенных температур ($T > 350^{\circ}\text{C}$), формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды. Убедительные экспериментальные и термодинамические свидетельства abiогенного образования всех групповых компонентов нефти (из H_2 , CO , CO_2) при температурах $200\text{--}500^{\circ}\text{C}$ и широком диапазоне давлений на бифункциональных катализаторах доказаны в работах И.И.Кулаковой, А.П.Руденко и К.Г.Ионе [7, 8].

Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность на п-ове Шмидта (Сахалин). Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съемки, массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мГал. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубине 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского, связанного с примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчете на высоту 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию.

Нефтегазоносный бассейн приурочен к области с отрицательными магнитными аномалиями, которая примыкает к палеодиапиру. Офиолитовые сутуры отгораживают часть акватории Охотского моря с залежами нефти и газогидратов. Расчеты показывают, что с диапиром выносится порядка $4 \cdot 10^{13}$ т метана. Судя по данным изучения флюдогеодинамики региона О.В.Равдоникас [9], вплоть до настоящего времени продолжается сток и разгрузка глубинных углеводородных флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполнотью завершенном подъёме офиолитового диапира а Охотском море. Этот режим обеспечил формирование газогидратных и азовых залежей в Охотском море в результате миграции и преобразования углеводородных флюидов по определяющим офиолитовый диапир сдвиговым разломам.

Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной с формированием слоев глубинного (30 км) биметасоматоза подтверждаются [10, 11] исследователями для Японской и Марианской островодужных систем. Пространственные связи серпентинизированных ультрабазитов из офиолитовых ассоциаций с нефтеносными отложениями миоцене выявляются в палеодуге Филиппинского архипелага – острова Лусон, Себу, Минданао. Ветви офиолитовых ассоциаций верхней юры – нижнего мела от островов Филиппинской палеодуги уходят в залив Дарвел, к о-ву Калимантан и в Новую Гвинею. Филиппинская палеодуга находит свое продолжение на о-ве Тайвань.

Сопоставление геологических данных о-ва Сахалина с таковыми Филиппиной Тайваньской палеодуг даёт основание для предварительного вывода о том, что связи офиолитообразования и формирования нефтегазовых месторождений устанавливаются для древних островных дуг с возрастом офиолитов около 200 млн лет. Зона субдукции для этих примитивных палеодуг закончила своё существование в плиоцене. К этому времени (1–3 млн лет) приурочено формирование месторождений нефти Северного Сахалина. Время от начала формирования до разрушения офиолитового диапира оценивается в 200 ± 10 млн лет и находится в пределах продолжительности альпийского тектонического цикла, а также попадает в интервал учащения магнитных инверсий (второй геон). Время существования диапира совпадает с периодом (212–215 млн лет) обращения Солнечной системы вокруг ядра Галактики.

Литература

1. Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 162 с.
2. Слуцкий А.Б., Хитаров Н.И., Ходырев О.Ю. Устойчивость серпентина и талька в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при высоких давлениях по данным термографического анализа // Геохимия. 1984. №3. С. 314–322.
3. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Hesblitt R.W. Transport of incompatible elements associated with the dehydration of serpentinite in a dorwon-going slab // Pragr.Exp. Petrol. VI Progr. Rep. Res., N.E.R.C. 1984. Cambridge S.a. P.92–100.
4. Рингвуд А.Е. Состав и строение Земли. М.:Наука, 1981. 113 с.
5. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
6. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги//Строение сейсмофокальных зон. М.:Наука, 1987. С.198–209.
7. Кулакова И.И., Руденко А.П. Свидетельства в пользу abiогенного происхождения нефтяных углеводородов/Генезис нефти и газа: Тез.докл. М.: ГЕОС, 2003. С. 170–171.
8. Ионе К.Г., Мысов В.М., Степанов В.Г., Пармон В.Н. Геокатализ как фактор влияния на интенсивность синтеза и превращения углеводородов в нефтяных и газовых скоплениях // Генезис нефти и газа: Тез.докл.М. ГЕОС, 2003. С 128–129.
9. Равдоникас О.В. Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии. Объяснительная записка к карте. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1990. 38 с.
10. Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki I., Ueno T., Osada Y. Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions//Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P.355–366.
11. Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed//The Island Arc. 1997.V.6. P.91–120.

Первый опыт построения трехмерной модели структуры области линейной складчатости на основе количественных параметров деформации (на примере Северо-Западного Кавказа)

Большое число вопросов, имеющих отношение к расшифровке структуры и истории развития, а также к проблеме генезиса (геодинамики) областей линейной складчатости связано с моделями, дающими ту или иную интерпретацию их строения (например, модели А.Робинсона [5] и С.Й.Дотдуева). Однако геометрия структуры в этих моделях не учитывает необходимость сохранения объема осадочного чехла.

Для создания численной модели строения такого района была использована идеология последовательного определения численных параметров деформации разномасштабных структур, от мелких (определение внутристоронних деформаций в образцах пород методами стрейн-анализа) до крупных – тектонических зон и мегантиклинориев [3].

Складчатость Северо-Западного Кавказа (СЗК) хорошо изучена детальными структурными профилями (рисунок), составленными Е.А.Рогожиным [2] и Т.В.Гиоргебани [1]. Для сбора материала и его анализа каждый профиль делился на несколько доменов (участков складчатости) примерно одинаковой длины вдоль профиля, составляющей от 5 до 25 % от мощности всего чехла, в нашем случае – от 0,5 до 4 км при средней величине 1–1,5 км. Основные требования к их морфологии – единообразные углы схождения крыльев складок, наклона осевых плоскостей и односторонний наклон зеркала складок. Разрывы используются как границы доменов. Для СЗК в каждом из профилей А – Е количество доменов составило от 15 до 33. В каждом домене делались замеры наклонов осевых плоскостей складок, наклонов зеркала складок, угол схождения крыльев складок (пересчитывается в величину сокращения), длина и наклон отрезка профиля [3, 4].

Поскольку перечисленные замеры позволяют оценить параметры эллипса (эллипсоида) деформаций для домена [6], то появляется возможность вернуть к исходному (доскладчатому) состоянию слоистость и отрезок линии профиля. Для этого каждый домен поворачивается до горизонтального положения зеркала складок, сдвигается (простой сдвиг) вдоль слоистости до вертикального положения осевой плоскости и растягивается (чистый сдвиг) до исчезновения складок. При этих кинематических процедурах отрезок линии профиля испытывает те же изменения геометрии (углов наклона и длины), что и домен. В результате отрезок новой длины занимает в горизонтальной слоистой толще наклонное положение, т.е. возникают приращения длины и высоты («стратиграфической») к «входной» точке домена.

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

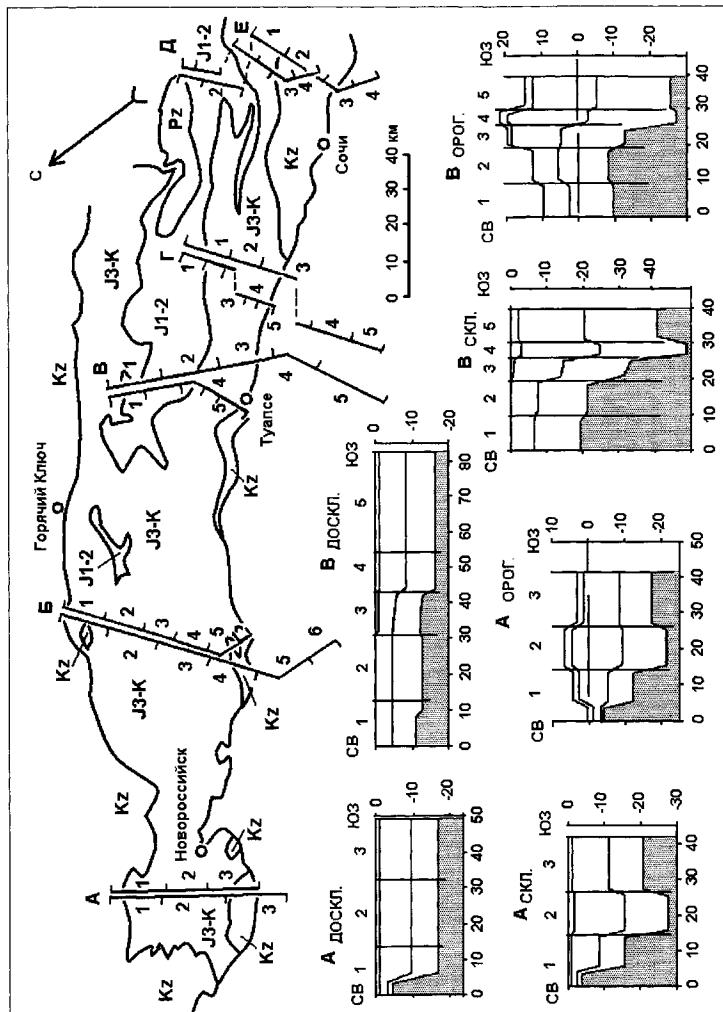


Рисунок. Расположение использованных профилей на схематической геологической карте Северо-Западного Кавказа (А, Б – Т.В. Гиоргобiani [1], В–Е – Е.А. Рогожин [2])
Показаны современные и доскладчальные положения с ячейками и их номерами. Внизу для двух профилей даны реконструкции доскладчатого чехла, складчатой (P_2/P_1) структуры и современной орогенной (СВ) и палеогеновых (ЮЗ) подразделений

Если есть разрыв, то его плоскость рассматривается как часть домена и определяется ее начальный наклон. Вертикальная амплитуда определяется по разнице в «стратиграфической высоте» соседних блоков на линии профиля, а наклон определяет амплитуду горизонтальную. Весь доскладчатый профиль строится объединением доскладчатых доменов. Он является основой для построения балансированного разреза современной структуры линейной складчатости, охватывающего весь осадочный чехол, в котором должен сохраняться его объем (или площадь поперечного сечения). Для определения «стратиграфической высоты» «входных» точек каждого домена составлялись колонки, в которых за ноль принималась подошва майкопской (P_3-N_1) свиты, а глубина подошвы последующих подразделений вычислялась путем прибавления их мощности к суммарной глубине колонки. Если мощности толщ были неизвестны, например, юрских отложений в западной части района (профили А и Б), то они экстраполировались из соседних тектонических зон.

В каждом профиле домены объединялись в «структурные ячейки», ширина которых должна примерно соответствовать мощности всего чехла [4]. Результаты вычислений показали, что доскладчатая ширина структур СЗК по этим пересечениям составляла от 50 до 85 км, глубины кровли фундамента – от 3-6 до 17 км. Для всех ячеек была определена величина поперечного укорочения (таблица). Максимум сокращения структур наблюдается в центральной части СЗК как по простиранию, так и вкрест простирания, что примерно соответствует оси прогиба. Кроме этого, существует локальный максимум величин укорочения (и мощности чехла) в южной части профилей Б и В. В восточной части СЗК южные параплатформенные ячейки (Е3–Е5) характеризуются минимальным сокращением. Для каждой ячейки в соответствии с величиной сокращения были вычислены новые мощности чехла. Поскольку в первом приближении основная складчатость (начало олигоцена) завершилась до начала горообразования (верхи миоцена, сармат), каждая такая величина примерно составляет глубину залегания фундамента для этого времени (от - 4 до - 49 км). Для построения орогенной (современной) структуры каждая ячейка затем смешалась вверх так, чтобы ее соответствующий современной структуре «стратиграфический уровень» попал на высоту рельефа (см. таблицу, рисунок, нижняя часть). Глубина залегания фундамента для современной структуры местами значительно превышает значения 5–10 км, характерные для традиционных [5] моделей, доходя местами до 18–25 км (А2, Б4, В4, В5) и даже до 32 км (Б6). Как видно по распределению глубин фундамента и величин сокращения (см. таблицу), не существует возможностей провести зону А-субдукции, характерную для традиционных моделей коллизионных зон, через все профили сквозным образом. Кроме глубины кровли фундамента были получены амплитуды поднятия в виде условной высоты рельефа в условиях отсутствия деформаций и эрозии (для кровли эоцена и для вышележащих отложений). Для ячеек

Современные и доскладчатые длины линий профиля через ячейки и профили, величины поперечного укорочения ячеек и профилей и положение (глубина) основных стратиграфических подразделений для этапов доскладчатого, постскладчатого (P_2/P_3) и современного (орогенного)

Профиль, ячейка	L соврем., км,	L доскладч., км,	Сокращение (Lсов/Лдоскл.)	P доскл., подошва	P скл., подошва	P орог, подошва	K ₁₊₂ доскл., подошва	K ₁₊₂ скл., подошва	K ₁₊₂ орог, подошва	J ₁₊₂ доскл., кровля фунд.	J ₁₊₂ скл., кровля фунд.	J ₁₊₂ орог, кровля фунд.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
A1-1*				-0,9	-0,8	-1,0	-3,0	-2,9	-3,0	-3,9	-3,6	-3,8
A1	14,5	13,5	1,07	-0,9	-0,8	2,9	-9,5	-8,8	-5,0	-17,0	-15,8	-12,1
A2	11,7	18,8	0,62	-0,9	-1,5	4,6	-9,5	-15,2	-9,2	-17,0	-27,3	-21,2
A3	15,4	17,4	0,88	-0,9	-1,1	1,6	-9,5	-11,3	-8,5	-17,0	-20,2	-17,5
А	41,7	49,8	0,84									
B1-1*				-1,2	-1,6	1,0	-5,6	-7,3	-4,7	-13,1	-17,0	-14,5
B1	10,1	13,1	0,77	-1,2	-1,6	1,0	-6,7	-8,7	-6,1	-14,2	-18,4	-15,9
B2	10,7	13,7	0,78	-1,2	-1,5	5,2	-7,2	-9,2	-2,5	-14,2	-18,8	-12,1
B3	9,5	15,2	0,63	-1,2	-1,9	9,4	-9,6	-15,2	-4,0	-17,1	-27,1	-15,9
B4	9,7	15,1	0,64	-1,2	-1,9	6,1	-9,6	-15,0	-7,0	-17,1	-26,7	-18,8
B5	10,8	15,7	0,69	-1,2	-1,7	4,5	-9,6	-13,9	-7,7	-17,1	-24,8	-18,5
B6	4,5	9,5	0,47	-1,2	-2,6	2,1	-9,6	-20,4	-15,7	-17,1	-36,4	-31,7
Б	55,3	82,3	0,67									
B1	9,7	14,4	0,67	0	0	9,5	-4,5	-6,7	2,7	-12,8	-19,1	-9,7
B2	10,0	16,3	0,61	0	0	12,8	-4,5	-7,4	5,4	-12,8	-21,0	-8,2
B3	5,9	15,1	0,39	-0,4	-1,0	18,4	-5,6	-14,5	4,9	-12,7	-32,5	-13,1
B4	4,4	13,2	0,33	-1,0	-2,9	18,9	-8,0	-24,2	-2,5	-16,1	-48,8	-27,0
B5	9,3	23,3	0,40	-1,0	-2,4	12,4	-8,0	-20,0	-5,3	-16,1	-40,3	-25,5
Б	39,4	82,4	0,48									
Г1	7,5	13,3	0,56	0,1	0	10,4	-3,2	-5,4	5,0	-8,5	-15,1	-4,7
Г2	6,4	8,7	0,74	0	0	10,0	-4,5	-5,9	4,2	-11,5	-15,1	-5,1
Г3	9,7	14,6	0,67	-1,0	-1,4	8,7	-8,0	-11,9	-1,9	-16,1	-24,0	-13,9
Г4	7,0	12,7	0,55	-2,5	-4,5	7,4	-6,3	-11,4	0,5	-10,8	-19,5	-7,6

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Г5	4,5	9,2	0,49	-2,5	-5,1	6,8	-6,3	-12,8	-0,9	-10,8	-21,9	-10,0
Г	35,1	58,4	0,60									
Д1	3,4	6,6	0,51	-0,2	-0,4	13,9	-3,3	-6,4	7,9	-8,8	-17,2	-2,9
Д2	8,1	10,5	0,77	-1,0	-1,2	14,2	-8	10,4	5,1	-14,5	-18,8	-3,4
Д	11,4	17,1	0,67									
E1	3,7	10,1	0,37	-2,5	-6,8	12,4	-6,3	-17,0	2,2	-9,8	-26,4	-7,2
E2	4,4	6,7	0,65	-2,5	-3,8	4,8	-6,3	-9,7	-1,0	-10,8	-16,5	-7,9
E3	5,5	6,9	0,80	-2,5	-3,1	3,8	-6,3	-7,9	-0,9	-10,8	-13,4	-6,5
E4	7,4	8,9	0,83	-1,8	-2,1	0,8	-3,6	-4,4	-1,5	-7,6	-9,1	-6,3
E5	6,4	7,6	0,84	-1,5	-1,7	0,3	-3,3	-4,0	-2,0	-7,3	-8,7	-6,7
E	27,3	40,1	0,68									

*Для профилей А и Б северная часть северной ячейки с уменьшенными мощностями отложений показана отдельно

B3, B4 и E1 эта высота составляла до 19–21 км. Заметим, что такие построения позволяют произвести оценку объема размытых пород СЗК.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программе № 6 фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

Литература

1. Гиоргбидзин Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. Тбилиси: Мецниереба, 1989. 60 с.
2. Шолто В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
3. Яковлев Ф.Л. Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 311–332.
4. Яковлев Ф.Л. О построении рельефа поверхности раздела чехол-фундамент Большого Кавказа на основе определения величин сокращения складчатых структур // М.: ГЕОС. 2006. С. 411–415 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ. Т. 2).
5. Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J.Wiles, R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea // Marine and petroleum Geology. 1996. N 13, N2. P. 195–223.
6. Yakovlev F.L., Voitenko V.N. Application of the deformation tensor conception for the estimation of deformations in different-scale folded structures // Regularity of structure and evolution of geo-spheres. Vladivostok, 20–25 September 2005. P. 66–69.

О соотношении поля тектонических напряжений и поля деформаций (на примере Воронцовского покрова, Северо-Западный Кавказ)

Механизмы деформирования геологических тел в целом определяются двумя способами. Первый использует поля тектонических напряжений. Для этого описывается внутренняя структура, дается описание сил как внутренних, так и приложенных на границах тела и на основе моделирования выявляется характерное поле напряжений. Сопоставление поля тектонических напряжений природной структуры с модельными полями позволяет сделать аргументированный вывод. Для таких работ, в частности, используются широко распространенные данные о механизмах землетрясений и смещения по трещинам скальвания. Второй использует поля перемещений (или поля деформаций), которые изучаются так же и в модельных структурах. Для процедур сравнения в природных структурах должен быть собран материал по деформациям в образцах пород (стрейн-анализ) или по деформациям складок (изгибов пластов пород). Работы такого рода распространены значительно меньше по причине неразработанности методов и особенностей исходного материала, который не обязательно может встречаться в необходимом количестве. Хотя оба способа часто дают достаточно определенный результат, могут существовать различия, и возможность сравнения таких результатов для одного объекта представляет значительный интерес.

Воронцовский покров расположен в пределах субплатформенной Абхазо-Рачинской тектонической зоны, занимающей позицию южнее основных тектонических зон Большого Кавказа, территориально – в районе г. Сочи. Верхняя часть отложений Абхазо-Рачинской зоны, перекрытая телом Воронцовского аллохтона, представлена глинистыми отложениями сочинской свиты олигоценового возраста. Изученная часть покрова находится в его фронтальной части и выполнена отложениями эоценовой майской свиты, представленными флишевым чередованием аргиллитов и алевролитов, в некоторых пачках – толстослоистых песчаников. Мощности ритмов составляют от первых сантиметров при минимальном количестве алевролитов до 1–2 м для пачек с песчаниками. Вместе с вышележащими отложениями навагинской свиты общая мощность верхней части Воронцовского покрова составляет 1,3–1,5 км. Амплитуда перемещения из корневой зоны покрова (из Чвежипсинской структурно-фациальной зоны) составила около 10–15 км. Изученная часть структуры представлена моноклиналью, падающей на север–северо-восток. Крупные складки в обнажениях встречены не были, а редкие разломы были представлены субвертикальными и в основном широтными зонами дробления. Структу-

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

² Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

ра была изучена как на поверхности, так и в горных выработках, методами, позволяющими определять количественные характеристики поля напряжений и параметры деформаций.

Реконструкция тектонических напряжений в исследованной части Воронцовского покрова производилась кинематическим методом О.И. Гущенко [1], основанном на совместном анализе векторов тектонических перемещений, зафиксированных на поверхностях трещин или ослабленных плоскостях любого генезиса. Борозды скольжения в породах мамайской свиты распределены крайне неравномерно. На дневной поверхности в верхних частях разреза, слагающего покров, они сконцентрированы вблизи мелких разломов, осложняющих слабо деформированные породы. В горных выработках вблизи подошвы аллюхтона среди значительного числа плоскостей со следами тектонических перемещений обращают на себя внимание послойные смещения, явно связанные с формированием складок. Для восстановления локальных полей напряжений выбирались объемы пород, находящихся в единой структурной позиции: крыло складки или разрыва, осевая часть складки и т.д. По определениям локальных напряжений восстановлено общее поле для всей исследованной территории по методике, обоснованной Л.А. Сим [2]. Возраст восстановленных полей напряжений постпалеоценовый, так как все векторы перемещений измерены в породах мамайской свиты. При этом участие в реконструкции общего поля локальных определений, явно связанных с формированием складок, дает основание считать возраст полей тектонических напряжений позднеэоценовым, к которому большинство исследователей относит основную фазу позднеалпийской складчатости на СЗ Кавказе. Общее поле напряжений взбросового типа характеризуется осью сжатия, погружающегося на ЮЗ $224^{\circ} \angle 20^{\circ}$ и крутой осью растяжения, которая погружается на север по азимуту $3^{\circ} \angle 65^{\circ}$ (рисунок, фрагмент А).

Детальная структура Воронцовского покрова на поверхности не содержит заметного количества мелких складок. Наблюдались только небольшие подвороты слоев рядом с разрывами и одна локальная складка с субвертикальным шарниром рядом с субвертикальной же зоной дробления шириной 1–2 м. Во фронтальной части структуры покрова, структурно – ближе к общему детачменту, было выявлено большое число мелких складок, разрывов и зон дробления. В частности, наблюдались сопряженные антиклинальная и синклинальная складки с расстоянием между осевыми плоскостями около 2 м. Осевые плоскости имеют падение $20\text{--}25^{\circ} L 30\text{--}35^{\circ}$, простижение и падение шарниров складок $340\text{--}345^{\circ} L 20\text{--}25^{\circ}$ (см. рисунок, фрагмент А). Пологое «северное» крыло антиклинали имеет падение $335^{\circ} L 22^{\circ}$, южное «смыкающее» опрокинуто $75^{\circ} L 70^{\circ}$. Заметна асимметрия складок – пологое северное крыло антиклинали имеет надвиги на север (укорочение крыла), а опрокинутое крыло растянуто. В соседнем обнажении пологое крыло синклинали имеет тесно сжатые почти послойные мелкие складки и нарушено послойной зоной дробления мощно-

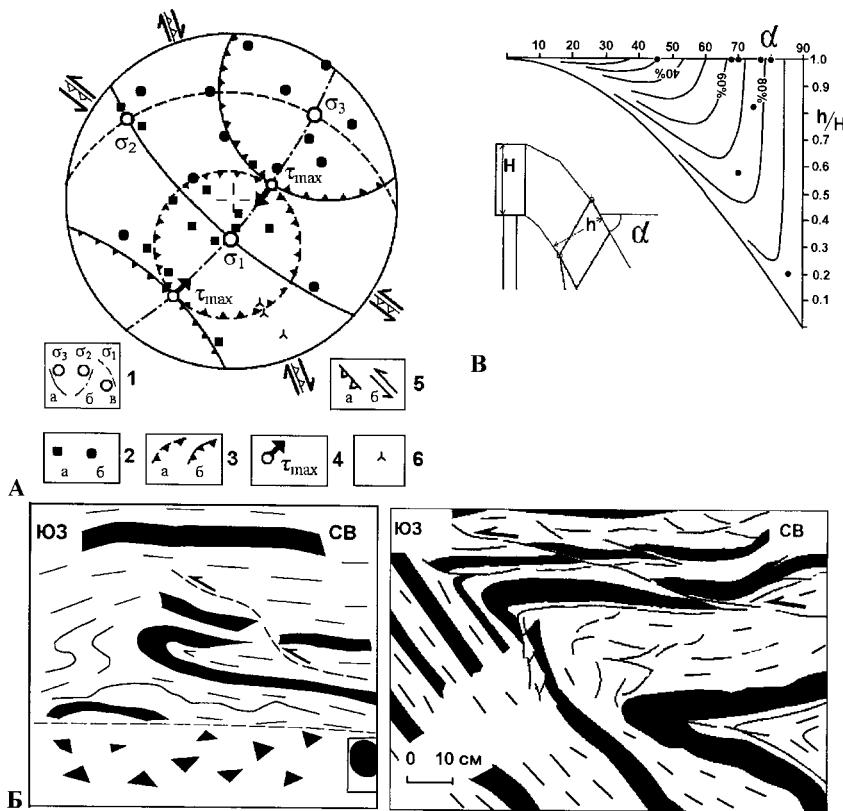


Рисунок. Соотношение поля тектонических напряжений и количественных параметров деформаций

А – стереограмма напряженного состояния Воронцовского покрова (сетка Вульфа, верхняя полусфера): 1 – оси главных нормальных напряжений общего поля и плоскости их действия: а – сжатия, б – промежуточной, в – растяжения; 2 – оси главных нормальных напряжений локального уровня: а – растяжения и б – сжатия; 3–5: общее поле напряжений: 3 – конуса растяжения (а) и сжатия (б); 4 – полюса плоскостей действия максимальных касательных напряжений; 5 – типы перемещений по плоскостям действия максимальных касательных напряжений: а – взбросы, б – сдвиги; 6 – позиции шарниров складок. Б – примеры асимметричных наклонных складок и зоны дробления (рисунки по фотографиям). В – палетка для определения величины укорочения в направлении перпендикуляром осевой плоскости по морфологии слоя с замерами (по: [3], с изменениями)

стью 30–60 см. По методу определения величин деформации в складках пачек слоев [3] для ряда складок (см. рисунок, фрагменты Б, В) были определены величины укорочения в направлении, перпендикулярном к их осевым плоскостям, которые составили от 30 до 95%, причем более пологие складки имели большую величину сокращения.

Для модели простого сдвигания уменьшение наклона оси удлинения (что соответствует более пологим осевым плоскостям складок) сопровождается увеличением величины укорочения эллипсоида деформации (величины укорочения складок). Сопоставление модельной и природной последовательностей по этим параметрам показало их близость и возможное падение зоны сдвигания к северу под углом 10–15°. Заметим, что в этом случае отмеченные субгоризонтальные зоны дробления занимают позицию обычных трещин Риделя (R) для зоны сдвигания. Усиление величины деформации по типу простого сдвигания к подошве покрова отмечалось ранее для других регионов [4]. Отметим, что выявленное поле напряжений могло отвечать как модели простого сдвигания по субгоризонтальной поверхности, так и горизонтальному общему укорочению (чистому сдвигу). Однако для модели общего укорочения должно происходить увеличение сокращения складок при приближении наклона их осевых поверхностей к вертикальному положению, что противоречит природному тренду и модели простого сдвигания. В связи с этим можно считать, что компонента общего горизонтального укорочения в деформационном поле покрова, соответствующая давлению со стороны Большого Кавказа, минимальна или отсутствует. Таким образом, выбор модели был осуществлен по данным о деформациях складок, поскольку две модели имели четкое отличие по характеру деформаций.

Выходы. 1. Выявленные поля напряжений и численные характеристики складчатых деформаций образуют сочетание, которое могло образоваться при едином механизме формирования структуры. 2. Сопоставление деформационных картин моделей простого сдвигания и поперечного сплющивания с природными данными деформаций и полей напряжений показало, что структура Воронцовского покрова формировалась в условиях простого сдвигания вдоль его подошвы. Это отвечает условиям скорее подводного оползания, чем тектонического давления со стороны структур Большого Кавказа.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программе № 6 фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

Литература

1. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
2. Сим Л.А. Определение регионального поля напряжений по данным о локальных напряжениях на отдельных участках // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 4. С. 35–40.
3. Яковлев Ф.Л. Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 311–332.
4. Gray D.R., Willman C.E. Thrust-related strain gradients and thrusting mechanisms in a chevron-folded sequence, southeastern Australia // J. Struct. Geol. 1991. N 13. P. 691–710.

Содержание

<i>Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Горнов П.Ю.</i> Трехмерная модель Амурской литосферной плиты.....	3
<i>Манилов Ю.Ф., Иволга Е.Г.</i> Особенности литосферы Октябрьской вулкано-плутонической купольной структуры (по геофизическим данным).....	6
<i>Маслов А.В.</i> Глобальные палеотектонические и палеоклиматические реконструкции и региональная палеогеография венда востока и северо-востока Восточно-Европейской платформы	9
<i>Мельников О.А.</i> Роль внешних источников (ротационного и космического факторов) в энергетике тектогенеза Земли.....	13
<i>Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т.</i> Вулканоструктура тихоокеанской окраины Азии	18
<i>Мирлин Е.Г.</i> Проблемы тектоники в свете представлений И.Приожина о нестабильности: теоретический и прикладной аспекты.....	22
<i>Мирлин Е.Г., Углов Б.Д.</i> Вихревые движения в зоне сближения Тихоокеанской плиты с Евразиатской и Индо-Австралийской плитами.....	26
<i>Михальский Е.В.</i> Тектонические провинции Антарктического щита в свете формирования суперконтинентов докембрая.....	29
<i>Молчанов В.И., Параев В.В., Еганов Э.А.</i> Действующие силы глобальной тектоники	33
<i>Морозов Ю.А.</i> Структурообразование как полифакторный процесс: базисные факторы деформации.....	35
<i>Мухамедиев Ш.А., Белоусов Т.П.</i> К проблеме образования первичных нарушений сплошности осадочных горных пород.....	37
<i>Мясников О.В.</i> Модель энергетики тектогенеза.....	41
<i>Негруца В.З.</i> Карелий в сравнении с рифеем и фанерозоем: геотектонические и хронологические аспекты.....	45
<i>Негруца В.З.</i> Общий тренд эволюции Земли – пять мегациклов нарастающей кратонизации тектносфера.....	48
<i>Никонов А.А.</i> Сейсмогенные деформации в рыхлых отложениях – опыт классификации.....	52
<i>Новиков И.С., Сокол Э.В.</i> Новый подход к определению главных хронологических рубежей неотектонической активизации Центрально-Азиатского горного пояса.....	56
<i>Орлов С.Ю.</i> Происхождение мел-мергельных образований Восточно-Европейской платформы в контексте внутриплитной тектоники	59
<i>Осокина Д.Н.</i> Поле напряжений в окрестностях конца разлома как фактор, определяющий развитие нарушений второго порядка, рост разлома и разрушение массива.....	62

<i>Осокина Д.Н., Войтенко В.Н.</i> Концепции описания тектонического разрыва. Локальные поля напряжений и деформаций разрыва-трещины, их роль в образовании областей разрушения и приразломных структур, их связь с амплитудой смещения	67
<i>Павленкова Н.И.</i> Вращение оболочек Земли как причина глобального тектогенеза.....	70
<i>Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А.</i> Кризисные эпохи в геологической истории Земли как функция галацентризма	73
<i>Парфенюк О.И.</i> Влияние процесса континентальной коллизии на тепловой и тектонический режимы реологически расслоенной литосферы.....	77
<i>Патрикеев В.Н.</i> Особенности и природа деформаций Северо-Западной плиты Тихого океана.....	80
<i>Пейве А.А.</i> Линейные вулканические поднятия в океанах – возможные механизмы образования.....	83
<i>Петрищевский А.М.</i> Глубинная структура и геодинамика Колымо-Омолонской плиты (гравитационная модель)	85
<i>Петров А.Н.</i> Изучение деформаций в реальной геологической среде с помощью кинематического анализа.....	89
<i>Петров Г.А.</i> Латеральное районирование зоны Главного Уральского разлома.....	93
<i>Пинский Э.М.</i> Отличительные особенности некоторых параметров геосфер в период глобальных биотических кризисов.....	96
<i>Подурушин В.Ф.</i> Геодинамические волны мелового периода в Западной и Центральной Сибири.....	99
<i>Полетаев А.И.</i> Орбитальное обращение, ротация и тектоническое вращение – основные источники структурирования Земли и планет земной группы.....	102
<i>Полетаева Е.В.</i> Построение модели распределения региональных глубинных разломов по геофизическим аномалиям.....	107
<i>Полянский О.П., Ревердатто В.В., Коробейников С.Н., Лиханов И.И., Свердлова В.Г.</i> Численное моделирование тектонометаморфических процессов при коллизии континентальных плит.....	110
<i>Пономарев В.С.</i> Энергонасыщенность геологической среды.....	114
<i>Попков В.И.</i> Стress-тектоника литосферных плит.....	116
<i>Пучков В.Н.</i> Черты сходства орогенов и эпиконтинентальных рифтогенов на фоне их различий как проявление общих свойств верхней тектносфера.....	119
<i>Пущаровский Ю.М.</i> Тектоническая типизация океанских глубоководных впадин.....	121
<i>Разницин Ю.Н., Шипилов Э.В.</i> Признаки экстремации пород верхней мантии на хребте Книповича (Арктическая Атлантика).....	122

<i>Рассказов С.В., Чувашова И.С., Мордвинова В.В., Кожевников В.М.</i> Роль кратонного раздела Леман в кайнозойской динамике верхней мантии Центральной Азии: интерпретация моделей скоростей сейсмических волн в свете пространственно-временной эволюции вулканизма.....	126
<i>Расцветаев Л.М.</i> Альпинотипные орогены: контракционно-сдвиговая модель.....	129
<i>Ребецкий Ю.Л., Погорелов В.В.</i> Особенности квазипластического течения трещиноватых сред	134
<i>Ревердатто В.В., Коробейников С.Н., Лиханов И.И., Полянский О.П., Свердлова В.Г.</i> Коллизионный метаморфизм в континентальной литосфере	138
<i>Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С.</i> Тектоническая позиция и геологические проявления Олюторского землетрясения 20 (21) апреля 2006 г. в Коряки.....	141
<i>Родкин М.В.</i> Модель сейсмотектоники малых тектонических напряжений.....	145
<i>Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийт В.Б., Рашидов В.А., Родкин М.В., Сергеева Н.А., Филатова Н.И.</i> Континентальные окраины: особенности глубинного строения.....	148
<i>Розен О.М. , Левский Л.К., Журавлев Д.З., Специс З.В., Ротман А.Я., Зинчук Н.Н., Манаков А.В., Серенко В.П.</i> Анабарская коллизионная система: ~ 600 млн лет эволюции в составе суперконтинента Колумбия.....	151
<i>Розен О.М., Манаков А.В., Горев Н.И., Серенко В.П.</i> Структура Сибирского кратона как отражение процессов аккреции суперконтинентов Кенорленд, ~ 2,7 млрд лет, и Колумбия, 2,0–1,3 млрд лет назад.....	155
<i>Романько А.Е.</i> К геодинамическим обстановкам со средним магматизмом: аргументы в пользу их эволюции, индикаторы зрелости земной коры, неоднозначность	158
<i>Романько А.Е., Савичев А.Т., Степанов С.С. , Багери Х.</i> О кайнозойских геодинамических обстановках на востоке Ирана (взаимодействие, соответствие магматизма, тектоники и минерагении, проблемы)	161
<i>Романюк Т.В., Ткачев А.В.</i> Анализ базы данных крупных и суперкрупных месторождений минерального сырья: корреляции между компактными группами позднемеловых и кайнозойских месторождений с геодинамическими событиями в западной части Северной Америки.....	164
<i>Рудаков С.Г.</i> Об одном существенном противоречии в позднепротерозийских палеотектонических реконструкциях.....	168
<i>Савко А.Д., Шевырев Л.Т.</i> «Южная дуга» – концентрация линейных и очаговых центров активного киммерийского и альпийского тектогенеза на юге Восточно-Европейской платформы.....	170

<i>Салтыковский А.Я., Генишафт Ю.С., Авсяк Ю.Н.</i> О влиянии приливных сил на широтное распределение магматизма.....	173
<i>Свешников К.И., Постников А.В.</i> Симметрия строения сложных геологических тел как показатель истории их формирования (на примере Восточно-Европейской платформы).....	176
<i>Семакин В.П., Кочергин А.В.</i> Глубинные факторы формирования новейших (неотектонических) поднятий континентальных районов.....	180
<i>Семендуев М.М.</i> Роль космических факторов в пространственной структуре Земли и в периодичности геологических процессов.....	183
<i>Семилеткин С.А.</i> Тектонические обстановки накопления флишоидного комплекса Малого Карагату – Таласского хребта по данным изотопных Sm/Nd и геохимических исследований.....	186
<i>Семинский К.Ж.</i> Разломные зоны континентальной литосферы: тектонофизический аспект.....	188
<i>Сеначин В.Н.</i> Глубинные плотностные неоднородности зоны сочленения Азиатского материка с Тихим океаном, определяемые по аномалиям «свободной поверхности» мантии.....	192
<i>Сизых В.И., Сизых А.И., Лобанов М.П.</i> Стress-метаморфическая зональность покровно-складчатых структур южной окраины Сибирской платформы.....	194
<i>Сим Л.А., Корчемагин В.А., Маринин А.В.</i> Возможности тектонофизических исследований в решении теоретических задач геотектоники.....	201
<i>Сколовцев С.Г., Колодаяжный С.Ю., Соколов С.Ю., Цуканов Н.В., Чамов Н.П.</i> Неотектоника активных сегментов окраинно-океанических областей атлантического типа (восточный фланг Центральной Атлантики).....	205
<i>Скрипник Л.И.</i> Эволюция тектонических процессов и обстановок в среднепалеозойской истории Казахстана как отражение планетарной геодинамики.....	208
<i>Славинский В.В.</i> Мощности литосферы и глубины извержений внутриплитных магм.....	212
<i>Смирнова М.Н.</i> Особенности деформаций в реальной среде Черного моря.....	215
<i>Сокол Э.В., Новиков И.С., Травин А.В., Новикова С.А.</i> Возраст главной фазы новейших орогенных событий в северной части Центрально-Азиатского горного пояса: реконструкция по пирометаморфическим индикаторам на примере Салаира и Кузнецкой впадины.....	219
<i>Соловьев В.А., Соловьева Л.П.</i> Циклитовая модель слоистой структуры земной коры	222
<i>Спектор В.Б.</i> Тектонический импульс в конце кайнозоя в Сибири и на Северо-Востоке.....	225

<i>Спиридонов А.В.</i> О восстановлении фокальных механизмов очагов палеоземлетрясений по сопряженным стенкам дислокаций	229
<i>Старосельцев В.С.</i> Деформации геологических тел как многофакторный процесс.....	230
<i>Степашко А.А.</i> К проблеме суперплюма Ларсона: динамика спрединга и пульсы платобазальтового магматизма Тихого океана.....	233
<i>Стогний Г.А., Стогний В.В.</i> Структура и тектоническая эволюция восточной части Северо-Азиатского кратона	237
<i>Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Павленкова Н.И.</i> Комплексные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ по участку опорного профиля 1-ЕВ Петрозаводск–Москва	241
<i>Сухоруков В.П.</i> Место левосдвиговых деформаций в структурной эволюции складчатых комплексов Ольхонского региона (Западное Прибайкалье).....	244
<i>Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И.</i> Разломы глубоководных котловин Филиппинского моря.....	246
<i>Сыстра Ю.Й.</i> Фенноскандинавский щит в геологической истории Земли	250
<i>Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю.</i> Геодинамика земных перестроек...	253
<i>Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В.</i> Ротационно-упругая тектоника планет....	257
<i>Тевелев Арк.В.</i> Эффекты пространственного распределения скоростей плитного взаимодействия в строении и рельфе формирующихся тектонических поясов.....	261
<i>Тетерин Д.Е., Голь К.</i> Геодинамика континентальных окраин морей Амундсена и Беллингсгаузена	265
<i>Тимонин Н.И.</i> Печорская плита и ее место среди эпипозднепротерозойских плит мира.....	268
<i>Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю., Шевченко Б.Ф., Седусов Р.Г.</i> Моделирование современных движений Евразийской плиты и её южного обрамления (Горный Алтай, Приморье) по данным космической геодезии (GPS).....	273
<i>Тишкин Б.М.</i> Модель геодинамического поля.....	278
<i>Тишкин Б.М.</i> Типы структур и их развитие.....	281
<i>Травин В.В., Козлова Н.Е.</i> Деформация как фактор метаморфизма.....	285
<i>Трифонов В.Г.</i> Новейшая геодинамика коллизионных орогенов – проблемы и решения.....	288
<i>Трубицын В.П.</i> Современные представления о процессах, управляющих геодинамической историей Земли (новое в теории плит, тектоника активных окраин континентов, механизмы дрейфа континентов и образования суперконтинентов)	292
<i>Тяпкин К.Ф., Довбнич М.М.</i> Вращение Земли – единственный реальный источник энергии ее тектогенеза.....	295

<i>Уткин В.П.</i> Сдвиги океанической литосферы и вулканические пояса Тихого океана.....	301
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Феномены новейшего материкового тектогенеза.....	305
<i>Фадеев И.Н.</i> Внутреннее устройство планетной системы и гравитация....	308
<i>Федоровский В.С., Скляров Е.В.</i> Синорогенический коллапс коллизионных систем.....	312
<i>Филатова Н.И.</i> Среднемеловая орогения и её связь с другими глобальными процессами.....	317
<i>Филатьев В.П.</i> Энергетика тектоники.....	321
<i>Хайн В.Е.</i> Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления.....	324
<i>Хачай Ю.В., Анфилогов В.Н.</i> Об условиях и процессе формирования Земли на раннем этапе ее аккумуляции.....	330
<i>Худолей А.К., Молчанов А.В., Округин А.В., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Сергеев С.А..</i> Эволюция фундамента севера Сибирской платформы по данным U-Pb датирования обломочных цирконов в песчаниках мукунской серии, Анабарский щит.....	333
<i>Худолей А.К., Сирс Д., Чемберлен К., МакЛин Д., Прокопьев А.В., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кропачев А.П., Серкина Г.Г.</i> Эволюция юго-восточной окраины Сибирской платформы в протерозое по данным U-Pb и Sm-Nd изотопно-геохронологических исследований рифейско-нижнекембрийских осадочных толщ Сетте-Дабана.....	335
<i>Чайковский И.И.</i> Генезис складчатости Верхнекамского месторождения солей.....	338
<i>Чехов А.Д.</i> Фундаментальные проблемы тектоники Северо-Востока Азии (к проблеме субстрата подвижных поясов).....	342
<i>Чиков Б.М.</i> Об энергетическом потенциале планеты Земля.....	346
<i>Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Мамин В.И.</i> Механические деформации и динамометаморфизм породных масс Тишинского рудного поля (Рудный Алтай).....	349
<i>Шацкило А.В., Павлов В.Э.</i> Сибирь и Лаврентия в венде.....	353
<i>Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б.</i> Глубинные признаки межплитных и внутриплитных границ Амурской тектонической плиты.....	356
<i>Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т.</i> Автономная и плейтектоническая геодинамика Альпийско-Гималайского подвижного пояса.....	359
<i>Шеремет О.Г.</i> Особенности деформаций Байкальской рифтовой зоны по результатам совместного анализа гравимагнитных полей.....	362
<i>Шерман С.И.</i> Современная геодинамика разломов литосферы: новые закономерности и их вероятная природа.....	366

<i>Шипилов Э.В., Разницин Ю.Н.</i> Тектоногеодинамическая эволюция континентальных окраин Арктики в условиях распада вегенеровской Пангеи и молодого океанообразования.....	370
<i>Шкодзинский В.С.</i> Горячая гетерогенная аккреция Земли.....	376
<i>Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н.</i> Эволюция геологических процессов в истории Земли в свете модели ее горячего образования.....	379
<i>Щипанский А.А., Конилов А.Н.</i> Геодинамика формирования ранней архейской континентальной коры: горячие мантийные плюмы, холодная литосфера?.....	382
<i>Эрист Р.Е., Вингейт М.Т.Д., Бучан К.Л., Ли З.</i> Глобальные характеристики крупных магматических провинций в ходе эволюции суперконтинента Родинии (1600–700 млн лет).....	386
<i>Эрист Р.Э., Пиз В., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Гамильтон М.</i> Геохимическая характеристика докембрийских магматических серий на юго-западной окраине Восточно-Европейского кратона, Южный Урал, Россия.....	387
<i>Юркова Р.М., Воронин Б.И.</i> Подъем офиолитовых диапиров и нефтегазообразование в преддостроводужных палеозонах.....	388
<i>Яковлев Ф.Л.</i> Первый опыт построения трехмерной модели структуры области линейной складчатости на основе количественных параметров деформации (на примере Северо-Западного Кавказа).....	392
<i>Яковлев Ф.Л., Сим Л.А.</i> О соотношении поля тектонических напряжений и поля деформаций (на примере Воронцовского покрова, Северо-Западный Кавказ).....	397

Научное издание

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

**Материалы
XL Тектонического совещания**

Том 2

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 28.12.2006.
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м².
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 26,0 п.л.
Тираж 500 экз.
Тип. ВТИИ. Москва, зак. № .

Издательство ПК ГЕОС
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>