



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

МАТЕРИАЛЫ  
СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА

2007

# ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

Том I



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 1**

Москва  
ГЕОС  
2007

ББК 26.323

Т 67

УДК 549.903.55(1)

**Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Текtonического совещания. Том 1. – М.: ГЕОС, 2007 – 424 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 Георга. Мыс Гранта. Комплекс силлов (светлое) в терригенных триас-юрских осадочных породах (темное). Фото Ю.В.Карякина, 2006 г.*

ББК 26.323

© ГИН РАН, 2007

© ГЕОС, 2007

## Фактическое обоснование цикличности хода приливной эволюции системы Земля–Луна–Солнце

Современная изученность Земли и полное описание приливной силы, действующей на Землю (система Земля–Луна–Солнце), позволяет детализировать ход приливной эволюции, что дает возможность привлечь ее к реконструкции глобальных изменений среды и климата. Приливная эволюция природных процессов на Земле, имеющей массивный спутник (масса Луны составляет  $1/81$  массы Земли), существенно отличается от эволюции на планете, не имеющей спутника (Меркурий, Венера), или на планете с малыми спутниками (Марс–Фобос–Деймос).

Среди широкого спектра природных процессов, являющихся объектом исследований специалистов по геодинамике, геотектонике, обойдены вниманием, на наш взгляд, незаслуженно, некоторые процессы, наблюдаемые астрометристами и геофизиками.

В конце прошлого века был открыт глобальный процесс перемещения оси вращения в теле Земли. Так как при перемещении оси вращения изменяется (в диапазоне порядка 10 м) положение географического полюса, то сразу же после этого открытия на ряде обсерваторий была организована постоянная служба наблюдений за его положением [5].

Модели, способной объяснить механизм этого процесса и все закономерности перемещения оси вращения в теле Земли, пока нет.

Наши предшественники подчеркивали важность сделанного открытия и отмечали необходимость модельного объяснения этого процесса. Так, Дж.Г. Дарвин [2], комментируя «Z-член» в изменении широт, заявил: «Такое движение могло быть вызвано попаременным перемещением центра тяжести Земли к северу и к югу вдоль полярной оси. Для того чтобы объяснить сам размер явления, достаточно перемещения центра тяжести Земли на 12 футов, или 360 сантиметров».

Упомянем еще один модельно необъясненный регистрируемый процесс. С самого начала инструментальной регистрации приливных изменений уровня океана (XVII в.) был обнаружен странный (в рамках существования модельного описания приливного воздействия) факт 1,5-суточного запаздывания «большой» и «малой воды». «Большая вода» наблюдается через 1,5 сут. после моментов полнолуния и новолуния, а «малая вода» – через 1,5 сут. после квадратур.

Мы вправе задать вопрос, а не связан ли процесс изменения положения оси вращения в теле Земли с перемещением внутреннего ядра. При таких перемещениях должна измениться сила притяжения на поверхности, кото-

---

<sup>1</sup> Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

рая в свою очередь может влиять на фигуру приливной деформации гидросфера, на 1,5 суточное запаздывание «большой» и «малой воды».

С позиций внешнего воздействия есть аргументы, которые свидетельствуют в пользу вынужденных перемещений внутреннего ядра. Действительно, для понимания такой вынуждающей силы не следует упрощать модель орбитального движения Земли. Вокруг Солнца с годичной цикличностью обращается система Земля–Луна. Плоскость эллиптики – это плоскость орбиты центра масс Земля–Луна (барицентра). Гравитационное притяжение Солнца динамически уравновешено в барицентре, а не в центре Земли. Земля, так же как Луна, обращается вокруг барицентра с месячной периодичностью и, следовательно, на внутреннее ядро будет действовать переменная во времени сила.

Анализ характеристик ускоренного орбитального движения в небесной механике принято проводить поэтапно. Первоначально рассматривается невозмущенное (кеплерово) орбитальное движение небесного тела. На следующем этапе анализируются отклонения (возмущения) реального движения от невозмущенного движения.

И. Ньютон обращал внимание на подробное описание орбитального движения Земли. Так, в *Предложении XXV*, задача VI, сказано: «Если Земля и Луна обращаются вокруг их общего центра тяжести, то и движение Земли возмущается подобными же силами» [3].

Описание приливной силы только формулой Лапласа неполное, и в тех случаях, когда модуль пертурбационной части сопоставим с приливом, рассчитанным по формуле Лапласа, пертурбационные члены игнорировать не следует.

Для изучения изменений скорости вращения Земли  $\dot{\omega}$  и орбитальной скорости Луны  $\dot{i}$  наблюдаются долготы Солнца и внутренних планет.

После фильтрации короткопериодных вариаций скорости вращения Земли выделяют ее приливное изменение, величина которого оценивается в диапазоне  $5,4\text{--}7,7 \cdot 10^{-27} \text{ rad}\cdot\text{s}^2$ .

По измеренным значениям  $\dot{i}$ ,  $\dot{r}$ ,  $\dot{\omega}$  оценивается величина момента сил, управляющего приливной эволюцией,  $N \approx 4,0 \cdot 10^{23}$  эрг. В этой величине присутствуют флуктуации, которые обусловлены расхождениями значений  $\dot{i}$ ,  $\dot{r}$ ,  $\dot{\omega}$ , но они не ставят под сомнение реальность регистрируемого явления, а именно то, что приливная эволюция – природный процесс, современная фаза которого поддается инструментальной регистрации.

Для экстраполяции построений схемы в прошлое и сопоставления теоретической реконструкции природных процессов, происходящих на Земле, с материалами исторической геологии надо иметь модель.

Первый вариант модели был предложен Кельвином и детализирован Дж.Г. Дарвином. Эта модель стала классической и вошла в научную и учебную литературу. Объяснение механизма эволюции этой модели дано механически строго, но в период ее создания внутреннее строение Земли было очень слабо изучено, и модель предсказывала монотонный ход эволюции.

Сохраняя принципиальное положение модели приливной эволюции, уточним только структурное строение Земли и введем в описание приливной силы дополнительные члены, соответствующие возмущениям.

Начнем с открытия И. Леманн в 1936 г. внутреннего ядра Земли. Оно позволяет рассматривать Землю состоящей из твердой, покрытой гидросферой оболочки, внутри имеется полость, заполненная жидкостью, в центре которой располагается твердое внутреннее ядро.

По модулю действующей в центре Земли приливной силы и через коэффициент жесткости связи внутреннего ядра были оценены его статические смещения для разных расстояний Земля–Луна в диапазоне от 20 до 80 радиусов Земли и изменения силы тяжести на поверхности, соответствующие этим смещениям. Смещения могут достигать 3–20 м, изменение силы притяжения составляет от 20 до  $100 \cdot 10^{-6}$  см/с<sup>2</sup> [1].

Изменения силы притяжения из-за смещений внутреннего ядра – величина одного порядка с приливным воздействием Луны (невозмущенная часть), т.е. эффект перемещений внутреннего ядра оказывается так же, как и прямой приливный эффект на формирование течений в гидросфере и на ее динамической фигуре.

Следовательно, если фигура деформированной гидросферы зависит от прямого приливного воздействия и косвенного приливного эффекта, связанного с перемещением массы ядра в теле Земли, то ход эволюции может быть не односторонним, а колебательным, если влияющие на него знак и значение факторы с увеличением расстояния между Землей и Луной имеют противоположную тенденцию изменения.

Все климатологи сходятся на том, что ледниковые периоды являются экзогенными. Оледенения фиксируют узловые точки климатической истории, и в общем виде воссоздают ее каркас. Поэтому изменение наклона экватора под действием притяжения Луны можно рассматривать как правдоподобное объяснение причин похолодания. В качестве ледниковых периодов климатологи рассматривают, по крайней мере, три эпохи: переход от альгонка к кембрию, от карбона к перми и четвертичный период. Продолжительность периодов, разделяющих последовательные оледенения, составляет 200–250 млн лет. Приняв это значение за продолжительность цикла и зная мощность изменения кинетической энергии вращения ( $2 \cdot 10^{12}$  Вт), можно оценить диапазоны изменений: расстояния Земля–Луна в радиусах Земли величиной  $\pm 4R$  (при современном его значении в  $60R$ ), угла наклона экватора к эклиптике  $\pm 6^\circ$ ; продолжительности суток  $\pm 10$  мин времени, чему соответствует изменение центробежного ускорения порядка  $\pm 10 \cdot 10^{-2}$  см/с<sup>2</sup>, продолжительности сидерического месяца в диапазоне 24–30 сут. Мощность перемещения внутренним ядром окружающей его жидкости оценивается величиной порядка  $3 \cdot 8 \cdot 10^{18}$  эрг/с, что соответствует необходимой мощности генератора земного магнитного поля (для поля в 0.6 гс необходим генератор мощностью  $10^{15}$  эрг/с) [4].

В данном докладе нет возможности обсудить все детали «второго приближения» модельного описания приливной эволюции, они изложе-

ны в монографии [1]. Эти исследования пока находятся в начальной стадии развития. Цель доклада заключается в демонстрации неиспользованных возможностей модели приливной эволюции. Ее модернизация обосновывается фактическим материалом, которым раньше не располагала геофизика и который в настоящее время должен быть привлечен к обсуждению материалов исторической геологии и палеомагнетизма.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04–05–64862).

## Литература

1. Австок Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. Дарвин Дж.Г. Приливы и родственные им явления в Солнечной системе. М.; Пг, 1923. 328 с.
3. Ньютона И. Математические начала натуральной философии / Пер. с лат. А.Н. Крылова // Собр. трудов акад. А.Н. Крылова.. М.; Л.; изд-во АН СССР, 1936. Т.7. 696 с.
4. Busse F.N. The dynamical coupling between inner core and mantle of the Earth earthquake displacement fields and rotation of the Earth. Dordrecht, 1970. P.88–98.
5. Yumi S. Results of the International Latitude Service. Mizusawa: Central Bureau of IPMS, 1978. V. 12.

**А.Р. Агатова<sup>1</sup>, Р.К. Непоп<sup>1</sup>**

## Новый подход к оценке палеосейсмичности и сейсмогенных изменений рельефа горных стран

В основе палеосейсмогеологического метода, применяемого для установления периодичности сильных землетрясений, оценки сейсмической опасности и сейсмотектонического районирования, лежит анализ сейсмодислокаций – поверхностных деформаций, сопровождающих сильные землетрясения [1, 2]. До настоящего времени основное внимание уделялось анализу сейсмотектонических дислокаций, в результате которого были установлены эмпирические соотношения, связывающие различные параметры разрывных нарушений с магнитудами вызвавших их землетрясений. Однако в изучении сейсмотектонических проявлений существует ряд объективных трудностей [2], которых зачастую не возникает при исследовании сейсмогравитационных обвалов и оползней, в первую очередь, благодаря их лучшей сохранности в рельефе.

В условиях горных стран наиболее интересным объектом исследования являются максимальные по размерам сейсмообвалы/оползни, вызванные отдельным сейсмособытием, так как: 1) они дольше сохраняются в рельефе, что позволяет оценить сейсмичность в продолжительном интервале времени; 2) каждый из крупных обвалов, в отличие от разрывных нарушений и средних и мелких обвалов, характеризует собой отдельное сейсмособытие; 3) они хорошо диагностируются методом дистанционного зондирования.

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

Именно по этим причинам мы рассматривали способы численного выражения сейсмогенных изменений рельефа и определения магнитуд древних землетрясений, произошедших на территории Горного Алтая, по размерам максимальных сейсмогенных обвалов/оползней [3]. Нижняя оценка магнитуд может быть получена из эмпирической зависимости, установленной на основе статистического распределения обвалов/оползней в различных сейсмоактивных районах мира [4]:

$$\log V_{L_{\max}} = 1.36M - 11.58(\pm 0.49),$$

где  $V_{L_{\max}}$  – объем максимального обвала;  $M$  – магнитуда.

Ее применимость для Горного Алтая была подтверждена на примере оползня эпицентральной зоны Чуйского землетрясения 2003 г. [3]. Верхнюю оценку магнитуд землетрясений, сравнимых по силе с Чуйским, мы предлагаем получать с помощью линейной зависимости от магнитуды длины стенки отрыва обвалов/оползней.

С использованием параметров максимального из обвалов/оползней, вызванных землетрясением, также был рассчитан общий объем материала  $V_{LT}$ , перемещенного в результате этого землетрясения:

$$\log V_{LT} = 1.04 \log V_{L_{\max}} + 0.83(\pm 0.52). \quad (1)$$

В свою очередь, это дало возможность оценить скорость сейсмогенной эрозии, т.е. скорость изменения рельефа за счет обвалов и оползней, имеющих сейсмическую природу:

$$\dot{h} = \alpha \cdot \frac{\sum V_{LT}}{S * T}, \quad (2)$$

где  $\dot{h}$  – скорость сейсмогенной эрозии;  $\sum V_{LT}$  – сумма общего объема перемещенного материала по всем крупным сейсмособытиям для рассматриваемой территории с площадью  $S$  за промежуток времени  $T$ ;  $\alpha$  – коэффициент, учитывающий афтершоковую деятельность и зависящий от разницы магнитуд основного толчка и сильнейшего афтершока (для оценки скорости региональной сейсмогенной эрозии снизу, без учета вклада, вносимого афтершоковым процессом, коэффициент  $\alpha$  в соотношении (2) следует брать равным 1).

Для более точной оценки скорости сейсмогенной эрозии необходимо рассматривать по возможности все крупные землетрясения, произошедшие на изучаемой территории за определенный промежуток времени. При этом целесообразно рассматривать значительно больший интер-

вал времени  $T$ , чем период повторяемости сильных землетрясений. Если площадь изучаемой территории меньше площади зоны дислокаций, вызванных сейсмособытием, то в соотношении (2) необходимо учитывать именно последнюю площадь.

Предлагаемый анализ сейсмогравитационных дислокаций является новым самостоятельным направлением в рамках традиционного палеосейсмогеологического метода. Он может существенно дополнить результаты анализа сейсмотектонических нарушений и является альтернативным в случае плохой сохранности или отсутствия разрывных дислокаций. В то же время, несмотря на ряд преимуществ, метод оценки магнитуд палеоземлетрясений и сейсмогенных изменений рельефа по размерам максимальных обвалов/оползней имеет свои ограничения и трудности.

1. Отдельной проблемой является определение области применения предлагаемого метода, т.е. выявление характерных размеров крупнейших обвалов/оползней, возникающих в результате подземных толчков определенной силы для конкретной территории. В связи с тем, что более слабое сейсмособытие может генерировать максимальный обвал/оползень, сравнимый по размерам со средним обвалом более мощного землетрясения, возникает необходимость диагностировать именно максимальные для каждого района сейсмообвалы с учетом их возраста и сохранности. Описание характерных параметров обвалов в различных сейсмоактивных регионах [5] позволяет сделать вывод, что площадь крупнейшего обвала отличается, по крайней мере в несколько десятков раз, от площади следующих по величине обвалов/оползней.

2. В областях повторяющихся сильных землетрясений обвальные массы второй и даже третьей генерации сконцентрированы зачастую практически на одной площади, иногда перекрывая друг друга. В такой ситуации предлагаемый метод дает возможность определения магнитуды лишь самого молодого землетрясения, которому соответствует верхний обвал. Вместе с тем при расчете общего объема перемещенного в результате землетрясения материала ошибка, вызванная неверным определением числа генераций обвального тела, не превышает 5 % для трех последовательных землетрясений (соотношение (1)), что позволяет не учитывать ее в расчетах сейсмогенной эрозии рельефа.

3. Абсолютное датирование палеосейсмогравитационных деформаций имеет точность не выше 10–20%, при этом не всегда осуществимо. В то же время, это – единственный способ дополнить сейсмологические данные о периодичности сильных землетрясений, произошедших до начала инструментальных наблюдений.

Помимо этих ограничений при использовании метода могут возникнуть локальные трудности.

1. В условиях горного рельефа определение сейсмогравитационных деформаций среди обвалов и блоковых оползней иного происхождения, а также других форм рельефа, сложенных обломочным материалом, представляет собой достаточно сложную задачу. Критериями такого вы-

деления могут служить парагенез тела обвала и стенки отрыва; сходство состава пород, слагающих тело обвала и обнажающихся в стенке отрыва; крупные размеры обвальных тел, их приуроченность к морфотектоническим границам и, зачастую, скученность, характеризующая зоны повторяющихся сильных землетрясений.

2. В случае слияния нескольких обвально-оползневых цирков или значительного изменения первоначальной формы обвального тела некоторую сложность представляет определение параметров крупнейших обвалов/оползней.

Использование параметров сейсмообвалов/оползней для расчетов магнитуды, общего объема смещенного в результате землетрясения материала и, в конечном счете, сейсмогенной эрозии рельефа значительно расширяет область применения палеосейсмогеологического метода, который ранее в подавляющем большинстве случаев базировался на исследовании разрывных нарушений и рассматривал гравитационные сейсмодислокации в основном для определения эпицентральных зон и возраста древних землетрясений.

Апробация данного метода была проведена в юго-восточной части Горного Алтая. Здесь сосредоточены многочисленные древние сейсмо-гравитационные дислокации и, кроме того, в 2003 г. было зафиксировано Чуйское землетрясение с  $M=7,5$ , послужившее ключом к оценке магнитуд палеосейсмособытий. Рассчитанные магнитуды имеют приемлемую для палеосейсмогеологического метода точность оценок, которая тем выше, чем моложе само сейсмособытие. Полученные значения магнитуд палеоземлетрясений – от 6,9 до максимально возможных – свидетельствуют о высокой сейсмичности юго-восточной части Горного Алтая на протяжении всего голоцене и подтверждают предположения о единстве сейсмотектонических условий Горного и Монгольского Алтая [6, 7], что позволяет использовать данный метод для всего Алтайского региона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 06-05-64920).

## Литература

- Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М. Палеосейсмогеология Большого Кавказа М.: Наука, 1979. 188 с.
- Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня М.: Наука, 1983. 240 с.
- Henton P.K., Agatova A.P. Оценка магнитуд палеоземлетрясений Горного Алтая на основе анализа обвально-оползневых сейсмодеформаций // Докл. РАН, 2006 (в печати)
- Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach. P. Landslides, earthquakes and erosion // Earth and Planet. Sci. Lett.. 2004. V. 229. P.45–59.
- Hurp E.L., Jibson R.W. Landslides triggered by the 1994 Northridge, California, Earthquakes // Bull. Seism. Soc. Amer. 1996. V. 86, N.1B. P.S319–S332.
- Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
- Новиков И.С. Морфотектоника Алтая Новосибирск.: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2004. 313 с.

## Нуммулитовая банка и палеогеография эоценового моря Крыма

Образования нуммулитовой фации широко распространены в обрамлении древнего океана Тетис. В зависимости от приуроченности к той или иной тектонической обстановке нуммулитовые органогенные постройки представляют собой либо обширные пластиобразные тела, либо органогенно-обломочные нуммулитовые банки. Последние приурочены к отдельным структурным поднятиям. Изучение их седиментологических особенностей и обстановок осадконакопления имеют большое практическое значение.

В данной работе представлено описание карбонатных нуммулитовых фаций в пределах Предгорного Крыма. Обнажения протягиваются узкой полосой от Инкермана на западе до Феодосии на востоке. Образцы отбирались с интервалом 0,3–1,0 м (всего около 100 образцов). Породы описывались макроскопически и в шлифах. При микроскопическом описании использовалась классификация карбонатных пород Данхема (1962 г.) [1], которая отражает соотношение микритового матрикса и органогенного материала в породе.

Нуммулитовые известняки, возраст которых на основании данных по нанопланктону и фораминиферам определен как верхний ипр–нижний лютет, слагают *симферопольский региоярус* [2]. Было описано десять разрезов (с запада на восток): г. Инкерман, с. Красный Мак, горы Сувлу-Кая, с. Скалистое, на юго-восточной окраине Симферополя, с. Донское, с. Литвиненко (р. Зуя), горы Ак-Кая, с. Пролом и у пос. Насыпное близ Феодосии (рис. 1). Можно наметить тенденцию уменьшения мощности отложений симферопольского региояруса к востоку от Симферополя, где известняки эоцена с размывом залегают на различных горизонтах мела (см. рис. 1 и 2). В мелу–эоцене здесь ощущалось влияние Симферопольского поднятия; далее, к востоку от Пролома мощность снова увеличивается.

Крупные фораминыферы нуммулитиды являются отличными индикаторами условий среды осадконакопления. Их присутствие в породе указывает на глубину образования не более 130 м [3]. Среда обитания фораминыфер ограничена теплыми (~25°C) и неглубокими (<120 м) водами фотической зоны. Их распространение зависит от освещенности, солености вод бассейна, течений, наличия питательных веществ и субстрата.

Разрезы горы Ак-Кая и Пролома представляют собой центр нуммулитовой банки с наиболее мелководной обстановкой осадконакопления, где абсолютные глубины колеблются от 10 до 30 м (рис. 2). Таким образом, банка приурочена к восточному крылу Симферопольского поднятия. По некоторым данным [4], воздымание этой области началось с позд-

---

<sup>1</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

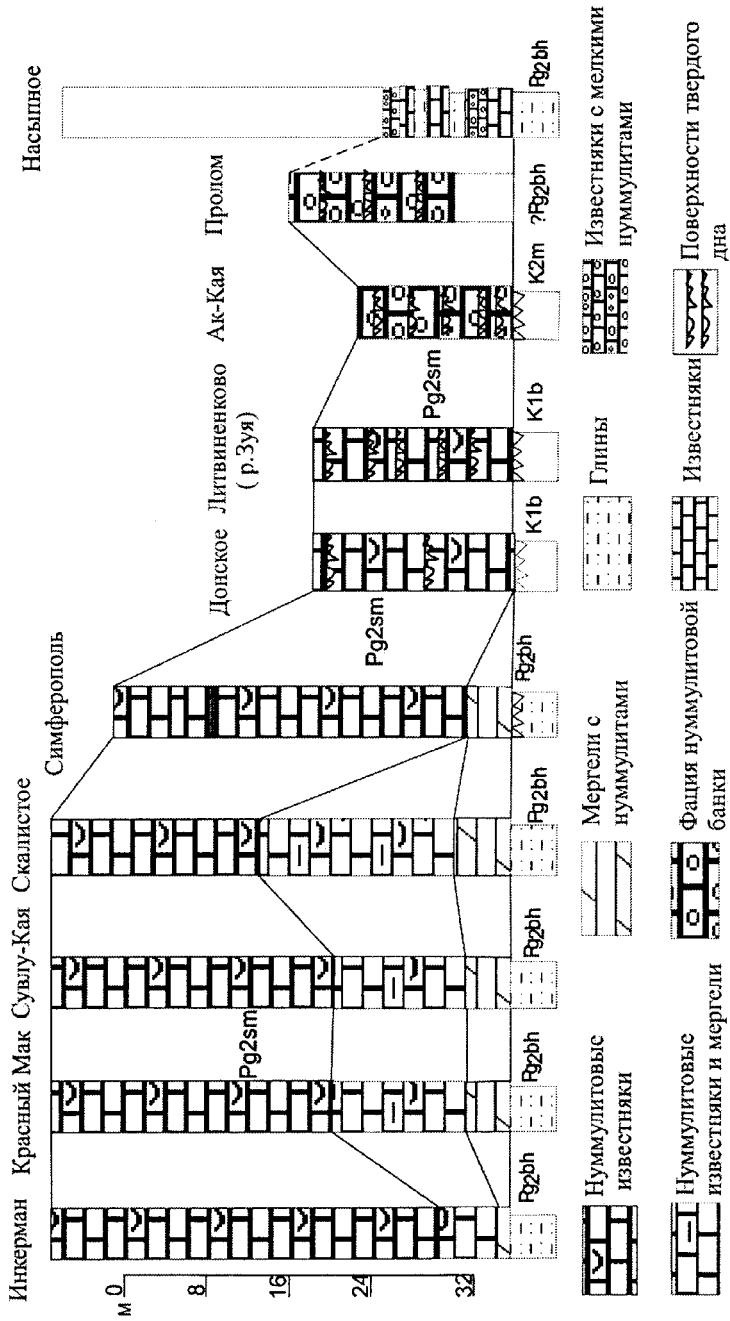


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов эоценовых отложений Предгорного Крыма

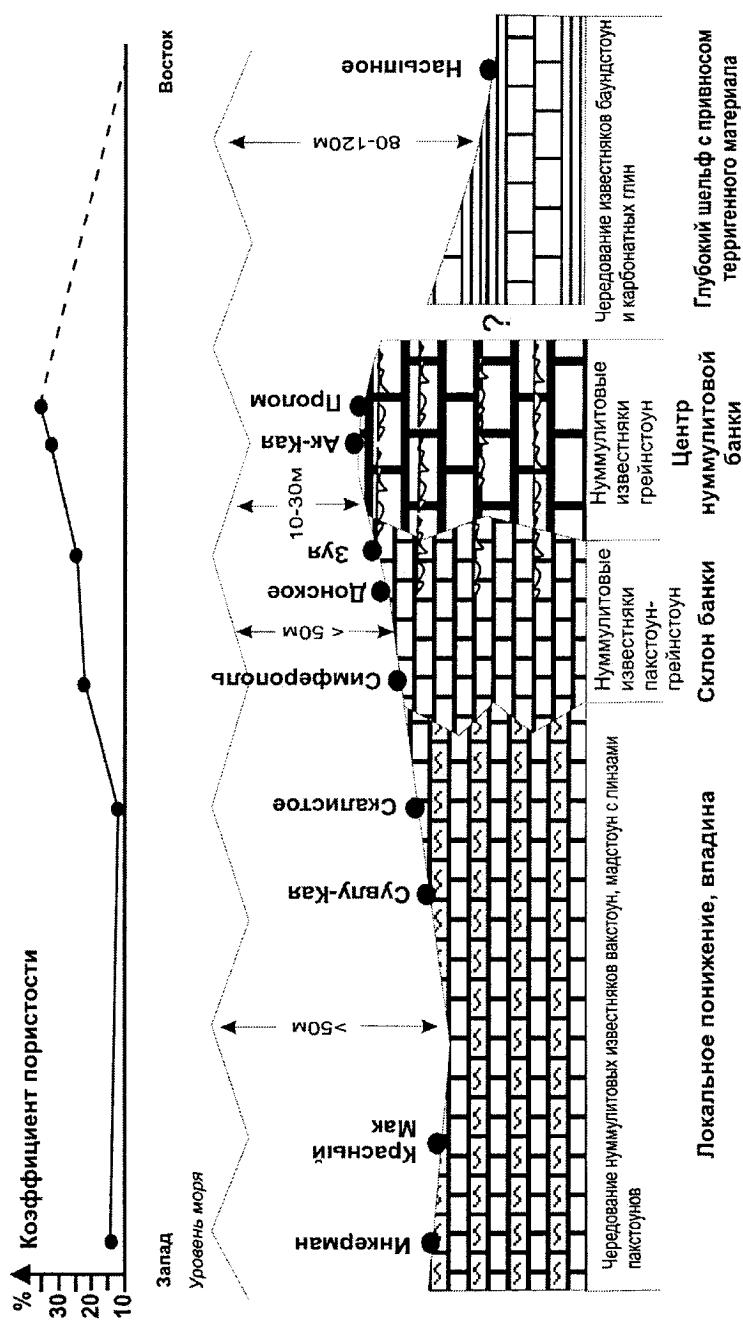


Рис. 2. Геологогеографический профиль для эоценена Предгорного Крыма

нега мела. К эоценовому времени эрозия в этом районе составила порядка 500 м. Разрезы сложены рыхлыми нуммулитовыми известняками со структурой пакстоун-грейнстоун, состоящими в основном из лома раковин нуммулитов и практически не имеющими микритового матрикса и цемента. Они чередуются с поверхностями твердого дна с норами раков-талаассиноидов. Размер целых раковин крупных фораминифер здесь достигает максимальной величины 8–10 см. Эти разрезы номинативно стратиграфически полны, но крайне конденсированы из-за наличия поверхностей твердого дна и имеют наименьшую мощность по сравнению с остальными (до 10 м в районе горы Ак-Кая). Зрелые поверхности твердого дна возникали при воздействии штормов на осадок на мелководье.

Переходные относительно более глубоководные отложения к западу от отмели представлены в разрезах Симферополя, сел. Донское, Литвиненково (р. Зуя). Разрезы по р. Зуя схожи с разрезами Ак-Кая и Пролома по строению – здесь хорошо выраженные поверхности твердого дна чередуются со слоями рыхлых нуммулитовых известняков со структурой пакстоун и пакстоун-грейнстоун. Мощность разрезов примерно втрое больше. Разрез на окраине Симферополя сложен чередованием плотных нуммулитовых известняков (вакстоун-пакстоун) с крепкими розоватыми нуммулитовыми известняками (пакстоун). Последние можно определить как слои конденсации биогенного материала в условиях ненакопления осадка, но назвать поверхностями твердого дна еще нельзя. Отложения накапливались на склоне отмели на глубинах до 50 м, где действовали периодические подводные течения, с которыми связано возникновение поверхностей ненакопления осадка и твердого дна.

Далее к западу расположены разрезы с. Красный Мак, горы Сувлу-Кая и с. Скалистое, представленные толщей известняков с тонкой слоистостью, с чередованием плотных (вакстоун-пакстоун) и более рыхлых (вакстоун и мадстоун) разностей с небольшим числом раковин нуммулитов среди карбонатного матрикса. Разрез Инкермана также представлен чередованием слабосцементированных (вакстоун) и более крепких (пакстоун) нуммулитовых известняков. Возникновение характерной текстуры связано с климатическими колебаниями, либо с периодическими изменениями гидродинамики бассейна. Подводные течения вымывали микритовый матрикс, порода цементировалась, и накапливались слои и линзы с преобладанием биодетрита. Подобные неоднородности создают типичные для данных отложений формы выветривания в виде «истуканов». Отложения Юго-Западного Крыма накапливались во внутренней глубоководной части локального понижения дна, где глубины, возможно, превышали 50 м (см. рис. 2).

В районе Феодосии отложения представлены толщей чередования плотных розоватых нуммулитовых известняков (грейнстоун, баундстоун) с хорошей сортировкой раковин фораминифер (размером 0,4–0,6 см) и карбонатных глин с нуммулитами. Особенности распределения в породе остатков нуммулитид указывают на их перезахоронение в условиях

подвижной среды в области глубокого шельфа. Глубина формирования отложений здесь могла достигать предельной для подобных фаций величины в 120 м.

Лучшими коллекторскими свойствами обладают породы разрезов Пролома и горы Ак-Кая, где пористость максимальна (см. рис. 2).

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-5280.2006.5 и проекта РФФИ № 05-05-65157.

## Литература

1. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
2. Закревская Е.Ю. Ассимилины, оперкулины и раннокоталии Крыма и их биостратиграфическое значение. М: Наука, 1993. 111 с.
3. Hottinger L. Processes determining the distribution of Larger Foraminifera in space and time // Utr. micropal. bull. 1983.N 30. P. 239–253.
4. Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Труды ВНИГРИ. 1970. Вып. 70.

---

**Г.П. Андреев<sup>1</sup>, М.И. Микляев<sup>1</sup>, В.В. Аксенов<sup>2</sup>, Е.К. Бюнау<sup>1</sup>**

## **Системное отображение планетарной «виброгеодинамики» в геологическом строении и газонефтеносности Ямала (технологические следствия)**

**1. Результаты выполненных разномасштабных исследований** позволяют системным образом объединить: а) выполненные теоретические разработки в области планетарной виброгеодинамики, б) прикладную (газоотраслевую) «проекцию теории» на отдельные (зонально-локальные) особенности геологического строения и газонефтеносности – на примере п-ова Ямал; в) интерпретацию нелинейных флюидодинамических откликов залежей УВ в ответ на вибросейсмовоздействия – как упруговолновую (медленную) реакцию системы на локальную (быструю) разбалансировку ее части; г) технологические следствия – в области геоэкологического мониторинга объектов недропользования. Результаты получены с учетом итогов разномасштабных исследований геосреды [1], ее геодинамики [2, 3], сдвиг-ротационных явлений [4], изменений в микрообъемах при их изучении на автоматизированном приборном комплексе «Микро-Гео-Тест», известных данных сейсмоналюдений, в том числе по многоволновой и адаптированной к местности (экологичной) технологии.

### **2. Теоретическая часть работы:**

**2.1** Выявлены «виброгеодинамические» особенности в движениях земной коры.

---

<sup>1</sup> ООО «ВНИИГАЗ», Московская область, пос. Развилка, Россия;

<sup>2</sup> Институт Физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

**2.2.** Аналитически описано стоячее виброполе «ядро–кора». Оно двуединым образом воздействует на планету. Во-первых, – участвует во внутриземном (радиальном) «виброрасслоении», во-вторых – влияет на внешнюю «разрешенную» усталостно-волновую деструкцию коры (по Б.М. Петрову).

**2.3.** Выявлена иерархия в основных периодах коровых колебаний (на основе данных В.И. Шпильмана о седиментогенезе Волго-Урала и Западной Сибири). Теоретическое обобщение фактов дало следующие периоды: 4320, 1080, 864, 432, 216 (галактический год), 180, 108, 72 (период одного из трех витков Солнечной Системы – при ее «аттракторной» обмотке вокруг основной продольной орбиты), 36 (орогенические фазы – по Г. Штилле), 18, 12, 4,32, 1.08 млн. лет (последний из них имеет более точное значение – 1.08012345 млн лет). Между ними вскрыта жестко сбалансированная и стабильная в геологическом времени гармония. Она видна, например, при делении всех указанных периодов на 1.08 млн лет (как на единицу измерения), что дает гармоничную совокупность: 4000, 1000, 800, 400, 200, 166(6), 100, 66(6), 33(3), 11(1), 4, 1. Это интерпретируется во взаимосвязи с аттракторными орбитальными движениями и с периодичностью бассейногенеза [2, 3]. Не исключено, что период в 1.08012345 млн лет может иметь фундаментальное значение как «масштабный модуль» для геологического времени.

**2.4.** Для условий упруговолнового поля вибропары «ядро–кора» аналитически конкретизированы причинно-следственные взаимосвязи между двумя основными геодинамическими явлениями Первое из них (как динамическая причина) – «иерархия» в указанных выше периодах ( $T$ ). Второе (как следствие) – «разрешенная» (по М.А. Садовскому) блочная иерархия (с линейными размерами –  $L$ ). Аналитическая связь вида  $L = \alpha T^2 + \beta T$  прослежена от плойчатости горных пород  $\sim 0,1$  мм (как следствие микродинамического отклика горных пород на суточный период вращения) и от характерных трещинных отдельностей  $\sim 2$  см (вероятно, связанных с полугодовой геодинамикой) и вплоть до предельно больших величин. Земной периметр в 40 000 км получает – согласно  $L = f(T^2)$  – свое динамическое соответствие с галактическим годом в 216 млн лет. А каждый из известных «кубоидных» секторов коры ( $\sim 10$  000 км), по-видимому, активизировался и «выбивался» в «резонансной взаимосвязи» с основными аттракторными подпериодами в 72 млн лет [2, 3].

**2.5.** Высокая «резонансная чувствительность» седиментации – по отношению ко внешним орбитальным эволюциям обосновывается внутренним строением Земли как физического резонатора, настроенного («астазированного») на внешнюю – энергоподпитку за счет орбитальных движений [2, 3].

**2.6.** В предельно обобщенном виде установленные зависимости отображают сквозные и внemасштабные («голографические»?) взаимосвязи между миро- и макрообъемами геосреды внутри всего земного виброполя. Современная реализация и физика этого явления отслежена на основе но-

вейших информационных технологий применительно к выборке из 263 747 сейсмособытий за 65 лет – по всему земному шару. Итоги использования в виброгеодинамике «фракталов» и «вейвлетов» допускают следующую рабочую гипотезу виброгеодинамики. Существует амплитудно-частотная иерархия (гармония) в импульсах волновой энергопередачи в системе «Земля–Луна–Солнце». В динамике это может быть отображено в виде самоподобных «вейвлет-образов» волновых колебаний земной коры, а в статике – в качестве соответствующей «фрактальной» соподчиненности между ее блоками. Таким образом, единый процесс энергопередачи может быть системно исследован и в статике, и в динамике, а также в разных пространственно-временных масштабах геодинамических явлений, в которых активную роль в поверхностной и радиальной структуризации планеты выполняют вибровзаимодействия «Луна–Земля–Солнце».

**3. Прикладное значение** теоретических положений связано с геодинамической характеристикой п-ова Ямал – одного из основных регионов развития газовой отрасли. Выявленное разномасштабное пространственно-временное («голографическое») самоподобие геосреды позволяет его проецировать с общего уровня рассмотрения – на отдельные области и объекты недропользования. Например, результаты информационно-технологической обработки 263 747 сейсмособытий в комплексе с геолого-геофизическими данными (включая линеаментный анализ речной сети России) позволяют соотнести трансрегиональную геодинамику с конкретными особенностями геологического строения и газоносности п-ова Ямал.

**3.1.** Пульсации земной коры, её «пиковые» сезонные (майские) возбуждения (вариации вращении планеты – до 30 м/с., ее «дыхание» по диаметру  $\sim 4,3$  км) заставляют работать общую трещинную систему как «гидропресс». В широтном (запад–восток) направлении показана периодичность активизации коры с «шагом», близким к  $30^\circ$  градусам по долготе, что соотносится с областями струживания и разделяющими их критическими меридианами.

**3.2.** В этой общей геодинамической сети территории Ямала располагается внутри единственной в своем роде области скрещения «критических» полос – по широте и долготе:  $\sim 70\text{--}75^\circ$  с. ш. и  $\sim 70\text{--}75^\circ$  в.д., где основные глубины сейсмоактивности – наименьшие – в интервале 1–10 км. Распределение месторождений по глубине имеет признаки влияния виброгеодинамического поля, теоретически структурированного по радиусу Земли. Вдоль долготного пояса  $70\text{--}80^\circ$  градусов происходит противофазное расклинивание земной коры [2, 3]. В пересечении с ним – вдоль по указанному интервалу широт впервые выявляется резкая смена сейсмологического режима земной коры. Все это проецируется на Ямал так, что его северная часть располагается в «пассивной» полосе широт, а южная – в «активной». Возникают различия в геодинамических режимах полуострова. Расположенное в узле растяжений (по критической широте) Бованенковское месторождение известно развитой сетью своих сбросовых нарушений (общим числом около 200).

**3.3.** В целом полуостров в уменьшенном виде моделирует собой сдвиг-ротационные пульсации земной коры, признаки которых имеются в строении Западной Сибири. Активность геодинамики Ямала подчеркивается тем, что он расположен в узле диагонального схождения трансрегиональных линейных активизаций земной коры. Их ширина около 700 км. Основные из них на основе информационных технологий отслежены от Предкавказья и Забайкалья (в виде «ямал-ставропольских» и «таймыр-байкальских» простираций).

**3.4.** В глубинном структурном плане Ямала – по основным опорным отражающим горизонтам четко следятся в более мелком виде – те же самые диагонально-ортогональные системы простираций в трещиноватости коры (включая ее ромбо-ячеистые формы). Они согласуются с гофрировкой ландшафта. Например, широтная (~ 40 км) структурная «волна» в отражающем горизонте «Б» (юра), соответствует простиранию Сибирских увалов и тектонофизически соотносится (по «правилу» М.В. Гзовского) с вибрационной активностью границы Конрада (на глубине ~ 20 км).

**4. Суть практических следствий** состоит в том, что на новых фундаментальных основаниях и на конкретных геологических фактах обосновывается комплекс таких геофизических и дистанционных исследований (КГДИ), которых объективно «требует» геосреда п-ова Ямал для своего адекватного отображения в связи с задачами эффективного моделирования предстоящей разработки залежей УВ и с оптимизацией дорогостоящего бурения. Основными методами являются адаптированная к местности (экологичная) и многоволновая сейсмосъемка (картируют статику среды – структуры ее слоистости и сети разуплотнений); высокочастотная сейсмолокация (отслеживание динамики природной и техногенной трещиноватости и разгерметизации горных пород – непрерывный мониторинг во времени). Информационной основой для адаптации (проектирования) этого комплекса к конкретным объектам являются аэрокосмические методы. Актуальность разработки и внедрения данного комплекса соответствует конкретным задачам газовой отрасли по развитию многоуровневого (подземно- наземно-аэрокосмического) мониторинга трещиноватости объектов недропользования.

## Литература

1. Скоробогатов В.А., Строганов Л.В., Копеев В.Ф. Геологическое строение и газонефтеносность Ямала.- М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. 352 с.
2. Андреев Г.П., Микляев М.И., Ю.И. Кантемиров, Николаева Л.Е., Полянский Н.К., Прохонов С.В. Цикличность геодинамики и газонефтеносность // Геодинамика и нефтегазоносных бассейнов: Тез. Второй Междунар. конф. 19–21 октября 2004 г. М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. Т. 1. С. 132–135.
3. Микляев М.И., Андреев Г.П., Кантемиров Ю.Н., Астафьев Д.А., Полянский Н.К Волновая эволюция геоида – практические следствия в связи с газонефтеносностью, многоволновой сейсморазведкой и выброссейсмическими воздействиями // Проблемы геологии природного газа России и сопредельных стран. М.: ООО «ВНИИГАЗ», 2005. С. 325–344.
4. Аксенов В.В., Никонов А.А. Ротационная волна как механизм макросейсмических эффектов // Геофизические исследования. Вып. 2. М.: ИФЗ РАН, 2005. С. 44–60.

## **Мантийные плюмы: уровень генерации и механизм передачи энергии к поверхности Земли**

В проблеме мантийных плюмов активно обсуждаются два вопроса: уровень генерации плюмов и механизм перемещения вещества плюма из области генерации к поверхности. Общепризнанные результаты выявления структур, где зарождаются мантийные плюмы, в настоящее время отсутствуют. Разные авторы считают, что плюм может зародиться в переходной зоне, в интервале 400–680 км, в нижней мантии и в слое D' на границе ядро–мантия [1]. Основанием для выбора того или иного варианта является наличие плотностных аномалий, установленных методами сейсмической томографии, которые интерпретируются как тепловые. Мы считаем, что главным критерием, определяющим место зарождения плюма, является возможность появления на данном уровне в определенный момент времени источника избыточной тепловой или механической энергии, которая инициирует образование вертикального потока вещества. Нам представляется, что в верхней мантии автономные источники избыточной энергии, мощность которых достаточна для образования плюма, отсутствуют.

Методами сейсмотомографии установлено, что верхняя граница слоя D' имеет отклонения от сферической формы, амплитуда которых достигает 20 км [2, 3], что свидетельствует о наличии периодически возникающих локальных вариаций тепловой энергии. Ряд исследователей допускают возможность частичного плавления в слое D' [3, 4]. Не исключено, что на границе слоя D' и нижней мантии происходит трансформация фаз, при которой образуются кристаллические фазы меньшей плотности [4]. В результате частичного плавления или твердофазного перехода, сопровождающегося увеличением объема в области фазового перехода, возникает избыточное давление. Давление на границе ядро–мантия  $1,35 \cdot 10^5$  МПа. Увеличение при фазовом переходе объема на 1% приведет к локальному увеличению давления на 1350 МПа и накоплению в этой области избыточной потенциальной энергии.

Если размеры области избыточного давления на границе ядро–мантия по латерали соизмеримы или больше мощности мантии, то действие избыточного давления приведет к изгибу мантии и образованию на поверхности Земли купольного поднятия, размер которого зависит от размера аномальной области в слое D'. Пренебрегая затратами на преодоление сил трения, работу по образованию изгиба можно оценить как разность гравитационных потенциалов цилиндрического штока над областью избыточного давления в исходном и в приподнятом состоянии:

---

<sup>1</sup> Институт минералогии (ИМ) УрО РАН, Миасс, Россия

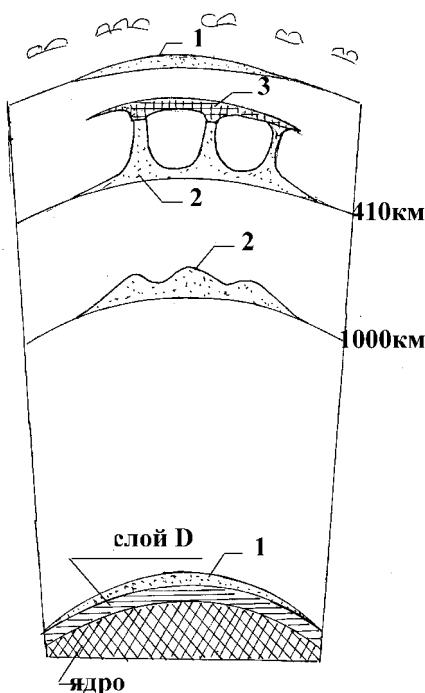
<sup>2</sup> Институт геофизики (ИГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

$$A = W1 - W2 = \gamma \frac{M_C * M_{PL}}{(R_C + h_P)} - \gamma \frac{M_C * M_{PL}}{(R_C + h_P + h1)} \approx \gamma \frac{M_C * M_{PL} * h1}{(R_C + h_P)^2} \quad (1),$$

где  $\gamma$  – гравитационная постоянная;  $M_C$  – масса ядра Земли;  $M_{PL} = \pi H R_{PL}^2 \rho$  – масса штока;  $R_C$  – радиус ядра;  $h_P$  – расстояние от основания штока до его центра масс;  $h1$  – высота подъема штока над поверхностью Земли;  $H$  – высота штока, равная мощности мантии;  $\rho$  – средняя плотность вещества мантии. Расчет по уравнению (1) дает значение  $A = n \cdot 10^{26}$  Дж. Для того чтобы оценить реальность выделения такого количества энергии в слое D" ее можно сравнить с энергией, которая выделяется в суперплюмах. Объем траппов в Тунгусской синеклизе достигает 1 млн км<sup>3</sup> [5]. Если рассматривать эту величину как  $\Delta V$  – изменение объема мантии под действием избыточного давления, то энергия, затраченная на извержение такого объема будет равна:  $E = P_{изб} \Delta V$ . Расчет по этому уравнению, при избыточном давлении в слое D", равном 1350 МПа, дает значение  $E = n \cdot 10^{25}$  Дж. Учитывая, что это лишь небольшая часть энергии, выделяемой суперплюмом, общую энергию суперплюма можно считать близкой к величине, полученной по уравнению (1).

Возникает вопрос, каким образом упругая деформация изгиба трансформируется в пластическое течение в форме относительно небольших вертикальных потоков. Такая трансформация первоначально возможна только на самой верхней геофизической границе, на которой литостатическое давление может варьировать благодаря разной плотности вышележащих пород. При перемещении штока, расположенного над областью избыточного давления, в слое D" будут смешены вверх все внутренние геофизические границы, на которых происходят полиморфные фазовые переходы, установленные в верхней и в нижней мантии. На этой стадии никаких вертикальных потоков вещества, кроме подъема штока, не возникает и происходит передача механической энергии от слоя D к поверхности. Быстрый и, по существу, изотермический подъем фазовых границ при положительном значении  $dP/dT$  в уравнении Клаузиса-Клайперона приведет к появлению избыточного давления в области фазового перехода. Например, на глубине 420 км, при переходе  $\alpha\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \rightarrow \beta\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  при давлении 14 ГПа изменение объема на 1% приведет к появлению избыточного давления, равного 140 МПа. Молекулярный объем оливина при этом переходе изменяется на 8% [6].

Пластическое течение вещества в вертикальном направлении начинается на участках границы, испытывающих меньшее литостатическое давление, при условии, если  $\Delta P > \Delta\sigma_{\text{н}}$ , где  $\Delta\sigma_{\text{н}}$  – дифференциальное напряжение, при котором происходит пластическое течение вещества мантии на верхней геофизической границе. Осуществляется оно по механизму гидроэкструзии [7]. В результате этого на поверхности границы раздела будут формироваться локальные диапирсы, поднимающиеся к поверхности Земли. Дополнительный импульс вертикальный поток получает на глуби-



**Рисунок.** Мантийные плюмы: уровень генерации и механизм передачи энергии к поверхности Земли

1 – купольные поднятия в слое D' и на поверхности Земли; 2 – образование вертикальных потоков на верхних геофизических границах; 3 – область частичного плавления

не около 100 км, когда вещество плюма пересекает изобару солидуса и в голове плюма возникает зона частичного плавления, где также происходит локальное повышение давления [7]. Выдавливание диапиров от поверхности верхней геофизической границы спровоцирует появление неоднородностей на следующих, более глубоких границах, на которых также начнут формироваться локальные поднятия, рисунок.

Таким образом, порция энергии, необходимая для генерации плюмов выделяется на границе ядро–мантия, а образование вертикальных потоков, которые выходят на поверхность Земли, происходит на верхних геофизических границах, которые фиксируют фазовые превращения, сопровождающиеся изменением объема, и вертикальные термальные аномалии также фиксируются на уровне верхних геофизических границ [8]. Важно иметь в виду, что слой D' находится в контакте с жидким внешним ядром и возникающий в нем импульс избыточного давления достаточно быстро релаксируется путем перераспределения вещества в

ядре. Поэтому движение плюмов носит импульсный характер и поднятие над плюмами никогда не достигают той величины, которая должна быть, если бы основание плюма было бы жестким. По этой же причине плюмовые термические потоки неустойчивы во времени и, возникнув в одном месте, поток может оборваться в его основании, чтобы через некоторое время возникнуть в другом месте. В результате, в мантии методами сейсмотомографии фиксируются многочисленные термические неоднородности, «подвешенные» на разной глубине от поверхности

### Литература

1. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3–37.
2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 409 с.
3. Lay T., Williams Q., Garnero E.J. The core-mantle boundary layer and deep Earth
4. Lay T. The deep mantle thermo-chemical boundary layer<sup>^</sup> the putative mantle plume source // Geol. Soc. Amer. 2005. Spec. Paper 388. P. 193–205.
5. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
6. Барсуков В.Л., Урусов В.С. Фазовые превращения в переходной зоне мантии и возможные изменения радиуса Земли // Геохимия. 1982. № 12. С. 1729–1743.
7. Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. Гидроэкструзия – возможный механизм движения диапиров, куполов и мантийных плюмов // Геохимия. 2006. № 8. С. 1–6.
8. Ristema J., Allen R.M. The elusive mantle plume // Earth Planet Sci. Lett. 2003. V. 207. P. 1–12.

---

Е.В. Артюшков<sup>1</sup>

### Образование глубоких осадочных бассейнов вследствие фазовых переходов в нижней коре. Южно-Каспийская впадина

Внутри континентов и на их окраинах существует ряд глубоких осадочных бассейнов (15–20 км), подстилаемых утоненной консолидированной корой с высокими скоростями продольных волн. Сюда относятся, в частности, Южно-Каспийская, Прикаспийская, Баренцевская и Черноморская впадины. Осадки глубоких осадочных бассейнов входят в состав некоторых складчатых поясов, указывая на то, что такого типа структуры существовали и в геологическом прошлом. Механизм образования глубоких осадочных бассейнов представляет большой интерес, как с фундаментальной точки зрения, так и для поиска нефти и газа. Их образование часто объясняют растяжением с образованием океанической коры в наиболее глубоких частях прогибов. В работах [1, 2] было, однако, показано, что сильно утоненная кора в глубоких частях Баренцевской и Прикаспийской впадин относится к континентальному типу, и ее погружение было обусловлено фазовыми переходами с уплотнением пород основного состава.

---

<sup>1</sup> Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

Одним из самых глубоких на Земле является крупный нефтегазоносный бассейн Южного Каспия [3]. Мощность осадков достигает в нем 20–28 км [4–7]. Между осадочным чехлом и разделом Мохо залегает высокоскоростная консолидированная кора толщиной 10–18 км. Большинство исследователей относят ее к океаническому типу [6–8 и др.]. На северной окраине бассейна находится Апшероно-Прибалханский порог, соединяющий складчатые сооружения Большого Кавказа и Копетдага. Под порогом и к северу от него происходят землетрясения с очагами на глубинах до 73 км. Поэтому предполагается, что здесь начинается субдукция на север океанической литосферы Южного Каспия [6–8].

Осадконакопление в Южном Каспии началось не позднее, чем в начале кайнозоя, а, скорее всего, еще в мезозое. К плиоцену основное погружение океанической коры здесь должно было уже закончиться. Тем не менее, примерно половина осадков (до 10 км) в Южном Каспии накопилась в плиоцен-четвертичное время. Резкое ускорение погружения объясняют упругим изгибом океанической литосферы, испытывающей субдукцию в мантию на севере Южного Каспия [7, 8]. Изгиб литосферы наблюдается, однако, лишь в северной части впадины, где он обеспечивает только часть новейшего погружения. Это исключает данный механизм как причину резкого ускорения погружения по всей площади Южного Каспия.

Для заполнения впадины на океанической коре толщиной 10–18 км требуется 9–13 км осадков. Мощность осадков в Южном Каспии примерно в два раза выше. Чтобы удерживать консолидированную кору на глубине 20 км и более, под разделом Мохо здесь должен залегать слой эклогитов толщиной 25–30 км, значительно более плотных, чем мантия. Скорости продольных волн в этих породах примерно такие же, как в мантии. Эклогиты являются, однако, породами основного состава, и они относятся к земной коре. Поэтому раздел Мохо под Южным Каспием, расположенный на глубинах ~ 30 км, является сейсмической границей, разделяющей верхнюю кору и тяжелые глубокометаморфизованные породы нижней коры. Суммарная толщина консолидированной коры в данной области, включая ее части, расположенные как выше, так и ниже раздела Мохо, весьма велика: ~ 40 км.

Это означает, что под Южным Каспием залегает континентальная кора, нижняя часть которой подверглась глубокому метаморфизму. В таком случае верхняя часть консолидированной коры, расположенная над разделом Мохо, здесь, скорее всего, должна быть сложена породами сиалического состава. Залегая под мощным слоем осадков, эти породы должны быть сильно нагреты. По некоторым оценкам [5], на глубине 20 км температура может достигать 600–800°C. Образование тяжелого граната в породах кислого состава начинается при значительно более низких температурах [9] и приводит к увеличению скоростей упругих волн. Этим можно объяснить повышение в гранитном слое скоростей продольных волн до значений ~ 7 км/с [6], которые в обычных условиях наблюдаются в базальтовом слое континентальной коры.

Характерным признаком крупных нефтегазоносных бассейнов являются быстрые погружения коры, проявлявшиеся в них в отдельные эпохи [1, 2, 10]. Погружения обусловлены резким ускорением эклогитизации при инфильтрации в литосферу поверхностно-активного флюида из астеносферы. В Южном Каспии с этим явлением связано быстрое погружение коры в плиоцен-четвертичное время. Образовавшаяся глубокая впадина была в основном заполнена осадками за счет размыва поднятий в прилегающих горных областях, а также на Восточно-Европейской платформе. Судя по накоплению в Южном Каспии мощной толщи глубоководных осадков в олигоцене и миоцене, быстрое погружение коры, здесь, по-видимому, происходило также на рубеже эоцена и олигоцена. Еще одно быстрое погружение могло иметь место в начале кайнозоя или в мезозое. Проявление этих погружений в крупном нефтегазоносном бассейне Южного Каспия подтверждает приуроченность таких бассейнов к областям быстрых погружений континентальной коры.

Поступление в литосферу поверхностно-активного флюида приводит к резкому размягчению литосферы [11]. Об этом свидетельствует образование крутых флексур во многих осадочных бассейнах, где происходили быстрые погружения коры. Судя по крутому изгибу литосферы к югу от Альшероно-Балханского порога, ее сильное размягчение во время быстрого новейшего погружения произошло и в Южном Каспии. Толщина упругой части литосферы здесь понижена до ~ 7 км [8].

В тех областях, где происходит субдукция океанической литосферы в мантию, средняя плотность литосферы превышает плотность подстилающей астеносферы [12]. Образование в нижней коре тяжелых эклогитов и гранатовых гранулитов увеличивает среднюю плотность континентальной коры. В результате в прогибах, где мощность осадков превышает 10–12 км, средняя плотность консолидированной части континентальной литосферы, включающей консолидированную кору и мантийную литосферу, оказывается выше плотности астеносферы. В таких условиях, в принципе, оказывается возможной субдукция в мантию консолидированной части континентальной литосферы. При этом более легкие осадки будут сорваны с фундамента и сильно сжаты с образованием складчатого пояса.

На континентах и их окраинах существует много осадочных бассейнов, где мощность осадков превышает 10–12 км. Тем не менее, субдукция континентальной коры в настоящее время в них, как правило, не наблюдается. Это указывает на то, что для начала субдукции, помимо больших сжимающих напряжений, требуется резкое размягчение литосферного слоя. В Южном Каспии консолидированная часть литосферы, перекрытая ~ 20 км осадков, должна быть тяжелее астеносферы. Прогиб расположен в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где преобладают сжимающие напряжения. В новейшую эпоху в прогибе проявилось резкое размягчение литосферы. В таких условиях можно было бы ожидать субдукции тяжелой континентальной литосферы в мантию.

Ширина области, где под Апшероно-Балханским порогом и к северу от него происходят землетрясения с очагами на глубинах до 50–75 км составляет ~ 100 км. Если эти землетрясения происходят в субдукционной плите, то примерно такой же должна быть величина ее подвига. В таком случае настолько же должны быть сжаты осадки, сорванные с субдукционной плиты. Осадки в Южном Каспии сжаты не более, чем на 10 км. Поэтому здесь может иметь место лишь самое начало субдукции континентальной коры.

### Литература

1. Артюшков Е.В. Механизмы образования Баренцевского прогиба // Геология и геофизика, 2005. Т. 46, № 7. С. 698–711.
2. Артюшков Е.В., Егоркин А.В. Физический механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Прикаспийская впадина // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 4. С. 494–499.
3. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Объяснительная записка / Ред. В.Е. Хайн, Н.А. Богданов. М.: Научный Мир, 2003. 120 с.
4. Баранова Е.П., Косминская И.П., Павленкова Н.И. Результаты переинтерпретации материалов ГСЗ по Южному Каспию // Геофиз. журн. 1990. Т. 12, № 5. С. 60–67.
5. Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: Недра, 2004. 344 с.
6. Jackson J., Priestly K., Allen M., Berberian M. Active tectonics of the South Caspian Basin // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 214–245.
7. Knapp C.C., Knapp J.H., Connor J.A. Crustal-scale structure of the South Caspian Basin revealed by deep seismic reflection profiling // Marine and Petroleum Geology. 2004. V. 21. P. 1073–1081.
8. Allen N.B., Jones S., Ismail-Zadeh A., Simmons M., Anderson L. Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-Quaternary subsidence in the South Caspian Basin // Geology. 2002. V. 30, N 9. P. 775–778.
9. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 с.
10. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
11. Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 2. С. 39–56.
12. Cloos M. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesys: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts // Geol. Soc. Amer. Bull. 1993. V. 105. P. 715–737.

---

В.В.Архангельская<sup>1</sup>

### Новые данные о раннепротерозойской кризисной эпохе в истории западной части Алдано-Станового щита, Олекминская гранит-зеленокаменная область

По существующим представлениям [3–5] в архее на месте западной части Алдано-Станового щита существовал протоконтинент. На рубеже архея и протерозоя он был раздроблен на крупные блоки мощными глу-

---

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС), Москва, Россия

бинными расколами. В северной половине протоконтинента расколы были преимущественно субмеридиональными, в южной – субширотными. Вдоль них заложились узкие шовные линейные прогибы-геосинклинальные троги [5]. В северной половине протоконтинента располагались субмеридиональные Саймаганский, Сулуматский, Тырынхауский, Олондинский, Таас-Миэлинский, Субганский и Тунгурчинский троги и короткий субширотный Каларский трог, отходящий на восток от протоплатформенного Кодаро-Удоканского перикратонного прогиба. В южной его половине был выделен только один Джелтулакский трог.

В настоящее время архейские породы протоконтинента представлены тоналит-трондьемитовым комплексом глубокометаморфизованных образований, относимых к олекминской серии архея, а породы, выполняющие троги, – метаморфизованными в зеленосланцевой и низкотемпературной амфиболитовой фациях бимодальными вулканитами, терригенными осадками и железистыми кварцитами (джеспелитами) – продуктами преобразования хемогенных железистых карбонатов [2]. Эти породы прослоены силлами ультрабазитов, прорваны телами и массивами тоналитовых гранитоидов, пегматитоносных гранитов их пегматитов и некоторыми геологами относятся к раннему протерозою, а другими – к субганскому комплексу верхнего архея.

Металлогения трогов определялась наличием в них алмазоносных коматитов, шерлево-мусковитовых и редкометальных (Li, Ta) пегматитов, месторождений железа в джеспелитах и титаномагнетитовых в Чинейском габбро-анортозитовом лополите, а также редкометального (Ta, Nb, REE, Zr) Катугинского месторождения в приразломных щелочных метасоматитах. В Кодаро-Удоканском прогибе было известно крупное медное Удокансское месторождение.

В результате более поздних исследований [3, 4 и др.] породы, выполняющие троги, оказались сопоставимыми с комплексами отложений докембрийских зеленокаменных поясов других континентов мира, троги стали отождествляться с этими поясами, а западная (Олекминская) часть Алдано-Станового щита – с гранит-зеленокаменными областями.

Зеленокаменные пояса северной половины этой части щита узкопрямленные, контакты слагающих их пород с архейскими тоналит-трондьемитовыми гнейсами тектонические, в то время как зеленокаменные пояса других континентов мира в плане извилисты, в большинстве случаев не имеют тектонических ограничений и располагаются между архейскими гранито-гнейсовыми куполами, занимая относительно широкие площади.

Геологическое строение зеленокаменных поясов западной части Алдано-Станового щита изучено с разной детальностью. Наиболее подробно изучен Олондинский пояс [3, 4 и др.].

Автор имел возможность на основании полевых наблюдений уточнить существующие представления о времени проявления кризисной эпохи распада архейского протоконтинента, существовавшего на месте

западной части Алдано-Станового щита, и об истории его геологического развития, непосредственно предшествовавшей этому распаду.

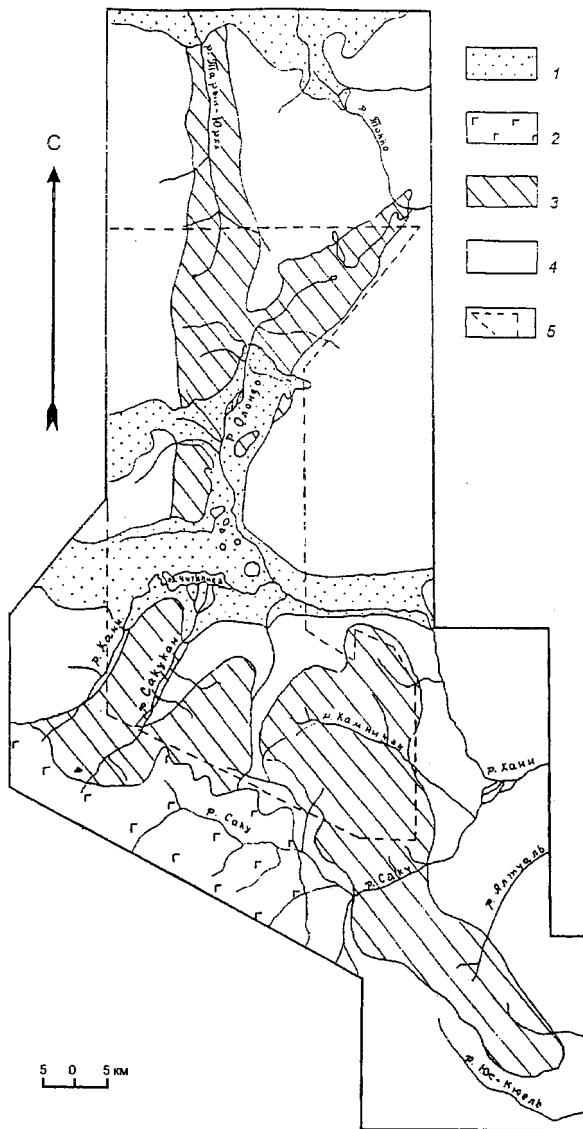
На опубликованных геологических картах масштаба 1:200 000 и схемах строения Олондинского пояса [3 и др.] показано, что на юге он оборван региональным субширотным Читкандино-Ханинским разломом, скрытым здесь под отложениями Читкандинского грабена кайно-зойской Байкальской рифтовой системы, и южнее не прослеживается. Разлом разграничивает опущенный северный и поднятый относительно северного на 700 м южный блоки.

Нами установлено, что за разломом в южном блоке Олондинский пояс в действительности продолжается, изгибаясь на юго-юго-восток. Протяженность этой половины пояса соизмерима с протяженностью северной его половины (рисунок). В отличие от северной, южная половина пояса не имеет тектонических ограничений и представляет собой довольно широкое поле развития крупно- и среднезернистых терригенных отложений и железистых кварцитов общей мощностью не менее 300 м.

Одними исследователями (М.З.Глуховский и др.) породы поля объединены в камниканскую свиту раннего протерозоя и условно сопоставляются с нижними горизонтами раннепротерозойских отложений Кодаро-Удоканского прогиба, что и отражено на геологических схемах Олекминской гранит-зеленокаменной области [4], хотя в разрезах отложений прогиба джеспелиты отсутствуют, а фации отложений в целом значительно более мелкозернисты. Другие геологи (А.Ф.Петров, В.А.Кудрявцев и др.) относят эти породы к нижней – борсалинской свите субганской серии позднего архея. Согласно их представлениям, породы серии выполняют все геосинклинальные троги западной части Алдано-Станового щита, тем самым они причленяют эту свиту к комплексу отложений зеленокаменных поясов.

Нами установлено, что отложения свиты залегают полого, почти горизонтально и обнажаются на вершинах водоразделов, выполняя неглубокие чашеобразные мульды, а гипсометрически ниже, на склонах водоразделов и в нижних частях коренных берегов водотоков, наблюдаются выходы серых гнейсов олекминской серии. В верховьях р. Камникан породы свиты стратиграфически несогласно, с конгломератами в основании, лежат на более круто дислоцированных серых гнейсах, образующих здесь куполообразную структуру [1].

Базальные горизонты свиты мощностью до 10 м представлены кварцевыми конгломератами с кальцитовым цементом и кварцитами и, по-видимому, являются продуктами перемытой коры выветривания архейских пород. На существование обстановки тектонического покоя на протяжении значительного времени между археем и протерозоем указывается и в:[4]. Верхние и средние части видимого разреза свиты представлены зеленосланцево метаморфизованными, превращенными в сланцы и микрогнейсы алевролитами, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, магнетитовыми кварцитами и аргиллитами.



**Рисунок.** Положение Олондинского зеленокаменного пояса в геологических структурах

1 – кайнозойские грабены Байкальской рифтовой области; 2 – позднепалеозойский Сакунский массив щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов; 3 – Олондинский зеленокаменный пояс; 4 –protoфундамент; 5 – площадь, покрытая геологической съемкой масштаба 1:50 000 (В.В.Архангельская, Ю.В. Быков, М.А. Озеров, И.В.Орлов)

Строение южной половины Олондинского пояса осложнено крупным лакколитом пегматитоносных гранитов, подошва которого располагается на протофундаменте, а сам лакколит и сопровождающие его силлы-апофизы и жилы пегматитов рвут отложения свиты. Непосредственно вблизи лакколита пегматиты керамические, вверх по разрезу отложений свиты они сменяются шерлево-мусковитовыми, а в северной половине пояса – шерлево-мусковитовыми и редкометальными пегматитами – самыми верхними членами этого пегматитового пояса [1]. Таким образом, металлогения Олондинского пояса, как и других зеленокаменных поясов мира, определяется, в частности, наличием в нем месторождений железа и пегматитовых месторождений мусковита и редких металлов.

По-видимому, первоначально не только Олондинский, но и остальные зеленокаменные пояса западной части Алдано-Станового щита имели не осложненное тектоникой залегание и занимали более широкие, чем только в границах трогов щита, площади.

Согласно имеющимся датировкам радиологического возраста пород зеленокаменных поясов региона и прорывающих их магматических образований [1,3–5 и др.], в соответствии со стратиграфической шкалой, утвержденной МГК в Рио-де-Жанейро, накопление слагающих пояса отложений началось не позже мезоархея (около 3 млрд лет назад) и продолжалось вплоть до среднего палеопротерозоя – до 2 млрд лет, т.е. около 1 млрд лет. Отложению предшествовал период континентального развития региона и образования коры выветривания.

После накопления осадочных и вулканогенно-осадочных пород поясов на рубеже 2,0 млрд лет в истории развития этой части щита наступила кризисная эпоха раскола его протофундамента, внедрения платформенного характера (лакколитов, лополитов, силлов и т.п.) интрузивов гранитов, анортозитов, ультрабазитов, формирования связанных с ними месторождений, проникновения в верхние этажи отложений поясов высокотемпературных редкометально рудоносных флюидов, проявления процессов метаморфизма. Эта эпоха продолжалась до мезопротерозоя – до 1,8–1,6 млрд лет, т.е. была относительно длительной.

В результате проявленного диастрофизма мезо-неоархейско-палеопротерозойские отложения сохранились практически исключительно лишь в глубоко тектонически опущенных блоках щита и пока только в одном случае обнаружены в первичном залегании.

Изложенный новый материал по геологическому строению Олекминской гранит-зеленокаменной области подтверждает установленное и для других регионов мира заключение о том, что раннепротерозойский период истории геологического развития Земли был эпохой глобальной перестройки ее архейской протокоры. Однако вследствие асинхронности геологического развития Земли на разных континентах эта эпоха проявилась на них в разные временные интервалы и, в частности, на Алдано-Становом щите – в среднем-верхнем палеопротерозое.

## **Литература**

1. Архангельская В.В. Редкометалльные пегматиты Олондинского поля и его геологическое строение // Отечественная геология. 2000. № 6. С.46–51.
2. Бергман И.А Литий-магниевое отношение как критерий карбонатной природы рудного вещества железо-кремнистых формаций КМА //Докл. РАН. Т. 400, № 6. 2005. С.782–784.
3. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Симон А.К. Раннеархейские коматиты Олекминской гранитогнейсовой области и их Sm-Nd возраст //Докл. РАН. Т. 305, № 5. 1980, С. 1211–1215.
4. Попов Н.В., Добрецов Н.Н., Смелов А.П., Богомолова Л.М. Тектоника, метаморфизм и проблемы эволюции Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит.// / Петрология. Т.3, № 1. 1995. С. 84–98.
5. Федоровский В.С., Лейтес А.М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое ОлекмоВитимской страны // Геотектоника. 1968. № 4. С. 114–127.

**Е.В. Архипова<sup>1</sup>**

### **Метод сравнительного анализа долговременных вариаций сейсмичности как инструмент для выявления режима и характера современных геодинамических процессов**

Метод сравнительного анализа долговременных вариаций сейсмичности (АДВС) впервые успешно применен для исследования Аравийско-Евразиатской коллизионной области (АЕКО) [1–3]. Его суть состоит в выявлении неоднородной пространственно-временной структуры сейсмичности в объемах литосферы различных рангов и системных взаимодействий на разных масштабных уровнях. Сопоставление полученных данных с информацией о геодинамических процессах, управляющих развитием объемов литосферы того или иного масштабного уровня, позволяет получить данные о режиме и характере их функционирования. Применение данного метода включает несколько этапов:

1) с помощью построения карт плотности эпицентров землетрясений выявляется пространственная неоднородность в распределении сейсмичности;

2) путем построения временных рядов числа землетрясений со скользящим осреднением для выявленных на первом этапе объемов литосферы различных рангов с повышенной плотностью эпицентров землетрясений определяется временная неоднородность в распределении сейсмичности на различных масштабных уровнях;

3) сопоставлением временных рядов, отражающих долговременные вариации в объемах литосферы одного масштабного уровня, и вычислением коэффициентов их корреляции, обнаруживаются согласованные прямые и обратные изменения сейсмичности, а в некоторых случаях также эффект миграции, выявляемый при сопоставлении временных рядов с относительным сдвиганием друг относительно друга;

---

<sup>1</sup> Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

4) данные о согласованных прямых и обратных вариациях сейсмичности и о наличии эффекта миграции сопоставляются с информацией об основных геодинамических процессах, действующих на том или ином масштабном уровне, а затем формулируются выводы их режиме и характере.

Важными методическими аспектами АДВС являются: выбор оптимальной магнитуды, начиная с которой производятся выборки землетрясений, и выбор достаточно протяженного временного интервала и масштаба осреднения, который способствует выявлению долговременных вариаций на данном интервале. Необходимыми элементами АДВС являются также оценка представительности данных, которая выполняется с помощью построения графиков повторяемости, и оценка значимости полученных коэффициентов корреляции. При исследовании сейсмичности АЕКО, в качестве минимальной выбрана магнитуда 4.3, так как при относительно более низких значениях представительность сейсмических событий резко падает; построение временных рядов производилось для периода с 1930 по 1990 гг., скользящее осреднение производилось по десяти годам.

Применением метода АДВС при исследовании АЕКО обнаружены прямые и обратные согласованные изменения сейсмичности на четырех масштабных уровнях: 1) локальном (домены Анатолии, Кавказа и Копетдага, не превышающие первых градусов); 2) региональном (группы доменов Анатолии, Кавказа и Копетдага, локализованные вдоль линейных направлений); 3) панрегиональном (крупные регионы, обособленные в структуре Альпийско-Гималайского коллизионного пояса – Карпаты, Анатolia, Кавказ, Копетдаг); 4) глобальном (АЕКО и смежные сегменты Альпийско-Гималайского пояса). Для объемов литосферы регионального и панрегионального уровня обнаружено также наличие эффекта миграции.

Наличие прямых и обратных взаимодействий, а также эффекта миграции позволяет сделать вывод, что АЕКО является сложной многоуровневой системой, развитие которой на различных масштабных уровнях обеспечивается функционированием разнообразных геодинамических процессов. Для доменов это – вещественные преобразования и аккумуляция упругой энергии процессов относительно более низкого ранга; для групп доменов, локализованных вдоль линейных направлений, – компенсационный латеральный и глубинный переток горных масс; для регионов АЕКО – поступательное движение Аравийской плиты; для АЕКО в целом и смежных сегментов Альпийско-Гималайского пояса – внешние и внутренние воздействия планетарного масштаба.

Синтез данных по сейсмичности и геодинамике АЕКО указывает, что геодинамические процессы, действующие на территории области, приводят к пространственно-временной локализации сейсмичности и системным взаимодействиям сейсмических проявлений на различных масштабных уровнях. В свою очередь, анализ пространственно-временной локализации сейсмичности и системных взаимодействий способствует выявлению режима и характера геодинамических процессов.

Полученная с помощью АДВС информация о пространственно-временном распределении сейсмичности АЕКО при воздействии на нее геодинамических процессов различного масштаба и генезиса может быть использована при разработке критериев поиска месторождений рудных элементов и углеводородов, при разработке среднесрочного прогноза сейсмической опасности, а также при установке систем экологического и геодезического мониторинга. АЕКО включает орогены южной и юго-западной периферии Восточно-Европейской платформы, которые, согласно последним данным, активно влияют на развитие смежных платформенных территорий [4,5], поэтому информация о процессах, происходящих в литосфере АЕКО, может быть полезной для прогнозирования возможных трансформаций геологической среды смежных частей Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, метод АДВС весьма результативен и прост в применении, и поэтому может быть рекомендован для выявления режима и характера геодинамических процессов других сейсмоактивных территорий.

## Литература

1. Архипова Е.В. Закономерности пространственно-временного распределения сейсмичности Анатолии в XX веке // Вулканология и сейсмология. 2003. №5.. С. 60–64.
2. Архипова Е.В. О возможной связи долговременных вариаций сейсмичности Анатолии и Карапат // Геотектоника. 2004. №2. С. 73–77.
3. Архипова Е.В. Корреляция временного хода сейсмичности районов Кавказско-Копетдагского сегмента Алтайского Средиземноморского пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 1. С. 27–32.
4. Макаров В.И., Трапезников Ю.П., Сковородкин Ю.П. и др. Современные деформации земной коры под влиянием глобальных и региональных процессов. // Современные изменения в литосфере под влиянием природных и антропогенных факторов. М.: Недра, 1996. С. 7–50.
5. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.

---

Д.А. Астафьев<sup>1</sup>

## Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли

Обобщение данных по напряжениям в литосфере, выполненное в рамках международной программы «Литосфера» [2], позволило составить генерализованную карту напряжений в литосфере с нанесением траекторий абсолютного движения литосферных плит согласно модели Минстера-Джордана. Эта карта с учетом положения осей спрединга в океанах и зон субдукции отразила одну из важнейших геодинамических

---

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий (ООО «ВНИИГАЗ»), пос. Развилка, Московская область, Россия

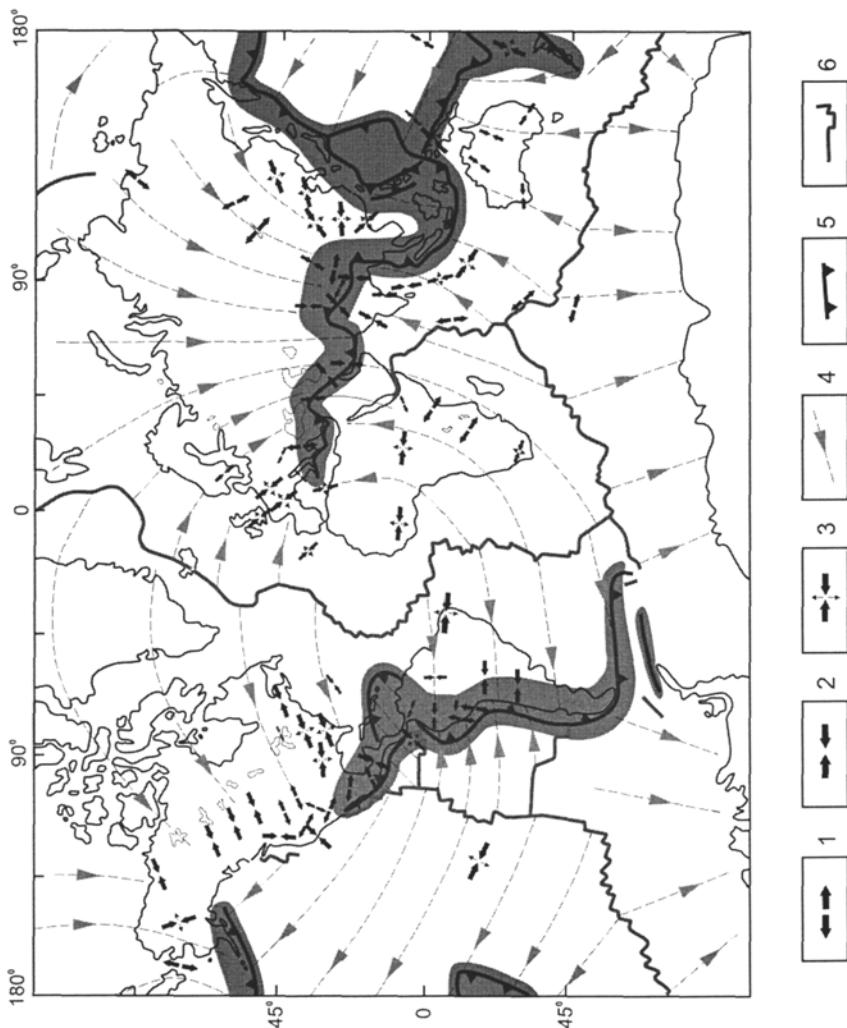
особенностей, а именно: абсолютное преобладание процессов сжатия и акреции над процессами растяжения не только для континентальной, но и для океанической литосферы, где установлены взбросы и надвиги, хотя и в меньшей степени.

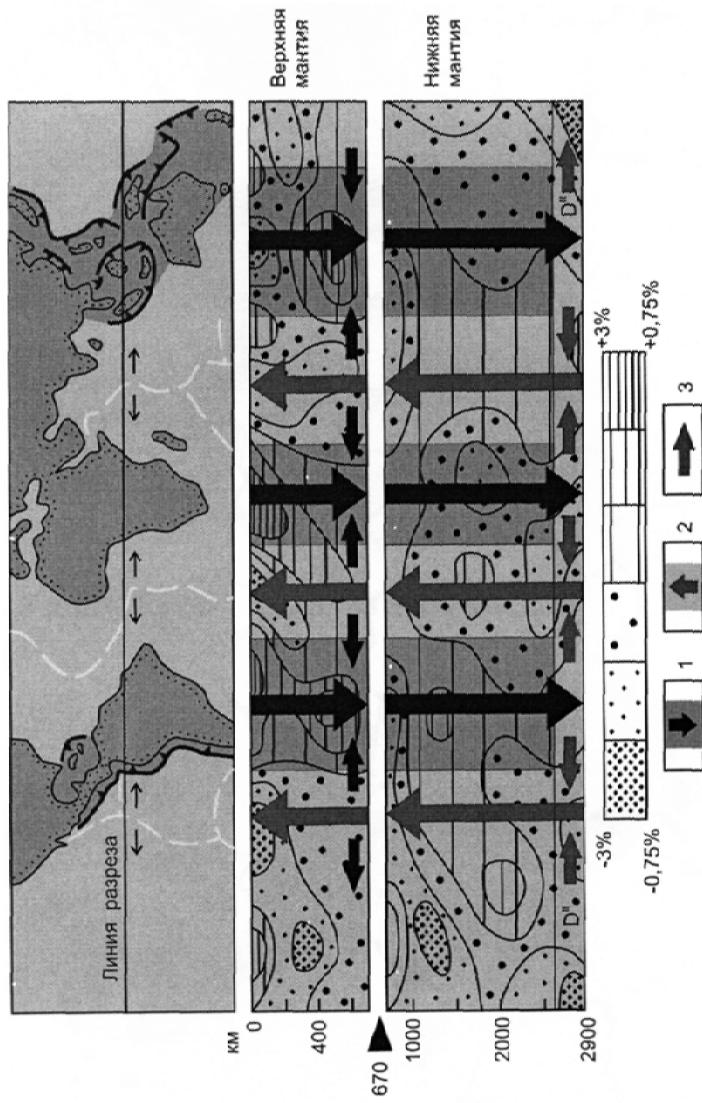
Анализ этой карты с учетом расположения важнейших тектонических элементов литосферы в пределах континентов и их окраин, таких как рифты и осадочные бассейны, орогены, зоны субдукции в пределах активных окраин, образование которых связано с гравитационным погружением (дайвингом) литосферных блоков, позволяет увидеть полную картину планетарной акреции литосферных плит, образующих группировки: Афро-Евразийско-Австралийско-Западно-Тихоокеанскую, стягивающуюся к Альпийско-Гималайскому горно-складчатому поясу, а также к активным окраинам Евразии и островодужным системам Океании; Южно-Североамерикано-Гренландскую с океаническими плитами Кокос и Наска, имеющую общий Кордильеро-Карибско-Андийский пояс акреции, и Антарктическую, окруженную океаническими сегментами (рис. 1).

Все траектории абсолютных движений литосферных плит и любой точки поверхности в их пределах направлены к соответствующим поясам акреции, в которых происходит интенсивный дайвинг коромантиновых блоков, проявляющийся орогенами, что связано, судя по сейсмотомографическим разрезам, с плавлением нижнемантийного вещества и перераспределением его на подпитку постоянно действующего апвеллинга под океаническими рифтами. На таких разрезах в зонах дайвинга и под континентами в целом скорости распространения сейсмических волн увеличены – мантия более плотная и холодная, а в зонах апвеллинга и под океанами в целом понижены – мантия разуплотнена и более горячая (рис. 2). Кроме того, под континентами более высокоскоростными являются низы мантии, а под океанами – верхи. Важно отметить, что на карте рельефа ядра Земли (А. Морелли, А. Дзевонски, 1987 г.) под поясами дайвинга, а также практически под всеми континентами, поверхность жидкого ядра прогнута на 2–4 км, а под зонами апвеллинга в океанах – приподнята на 2–4 км. Такая морфология поверхности ядра способствует акреции коромантиновых плит к центрам дайвинга и транзиту нижнemanтийного вещества по слою D'' к зонам апвеллинга, а также свидетельствует об охвате конвективным процессом всей коромантиной оболочки.

Выделенные группировки коромантиновых секторов на Земле, несмотря на их причудливую геометрию контуров, несимметричность и сложную структуру в объеме, явно представляют собой конвективные ячейки Г. Бенара g типа. При идеальных условиях эксперимента нисходящие потоки вещества в таких ячейках, направленные вниз, концентрируются в области вертикальной оси, а восходящие – по периметру. Структура коромантиновых конвективных ячеек Земли сильно отличается от структуры идеальных. В них выделяется твердофазная верхняя часть ячейки – выше слоя D'', движущаяся к центрам, осям или зонам дайвинга, и вязкопластичная нижняя часть – в слое D'', движущаяся к пе-

**Рис. 1.** Планетарные конвективные ячейки Бенара g типа в коромантийной оболочке Земли – Афро-Евразийско-Австралийско-Западно-Гиоокеанская, Американо-Гренландская и Антарктическая (Д.А. Астафьев, 2005 г.) на основе генерализованной карты напряжений в лitosфере, составленной по международной программе «Литосфера» [2]





**Рис. 2.** Модель геодинамики коромантинной оболочки Земли по разрезу вдоль линии экватора (Д.А. Астафьев, 2005 г.), с учетом данных сейсмической томографии (Дж. Вудхауз, А. Дзевонски, 1984). Аномалии скоростей сейсмических волн – в процентах от «нормальных» значений, нарастающих с глубиной. На шкале: верхние цифры для поперечных волн, нижние – для продольных  
1–3 – направления: 1 – дайвинга и области интенсивной латеральной аккреции коромантинного вещества, 2 – апвеллинга и области слабой аккреции коромантинного вещества; 3 – транзита мантийного расплава в слое D'

риметру, т. е. к океаническим рифтовым зонам, где осуществляется апвеллинг. Дайвинг коромантийного вещества представляется как погружение отдельных блоков (элементов столбчатой формы) коромантийной оболочки, подвергнувшейся в этих участках прогреву снизу и разломообразованию, на уровень плавления. Между неравномерно погружающимися блоками происходит декомпрессия, вызывающая восходящий к поверхности магматизм в рифтах, осадочных бассейнах, орогенах – как структурах вертикального выжимания – и островных дугах. Внутри коромантийных твердофазных секторов несомненно происходят процессы пластических деформаций, тектонического течения, срывов, проскальзываний [1], особенно в астеносфере, но главными движущими силами тектогенеза они не являются.

Зоны дайвинга первичны по отношению к зонам апвеллинга, так как именно они стягивают коромантийные плиты, что исключает структурные деформации слабых краев коромантийных плит, совмещенных по зонам апвеллинга. То есть спрединг не работает как расталкивающий механизм. Наиболее интенсивный дайвинг наблюдается под зонами субдукции и формирующими орогенами на континентах и их окраинах. Медленный дайвинг происходит под осадочными бассейнами, континентальными рифтами и, вероятно, под океаническими котловинами и плато, вызывая и там начальную аккрецию и магматизм.

По существу, коромантийные конвективные ячейки Земли встроены в планетарную магмофлюидодинамическую систему, состоящую из зон дайвинга, транзитного слоя D (возможно, с верхними слоями жидкого ядра) и зон апвеллинга, обеспечивающую обновление океанической коромантийной оболочки на всю ее мощность – 2900 км за 140–160 млн лет, теплоотвод и дрейф континентов. Раскрытие новых океанов вызвано не только дивергенцией коромантийных секторов, но и существенным сокращением их площади за счет аккреции и погружения отдельных блоков коромантийной оболочки в зонах дайвинга. В эпохи существования Пангей формируется одна или две конвективные ячейки, а после их распада – три или более. Такой механизм геодинамики Земли сформировался синхронно с выделением ядра и единой, хотя и расслоенной, коромантийной оболочки.

## Литература

1. Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. О тектоно-геодинамической модели Земли нового поколения – обзор проблемы // Геотектоника. 2006. № 3. С. 3–8.
2. 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 8. P. 11703–11728.

## Экстремальные состояния геодинамики Земли

Состояния мантийной геодинамики в эпохи существования суперконтинентов Пангей и суперокеанов Панталасс можно считать в определенной степени экстремальными в связи с явной неустойчивостью и стремлением таких систем к распаду. Для таких состояний остаются открытыми вопросы о количестве и геометрии конвективных ячеек в мантии, их связях с поверхностными и литосферными тектоническими образованиями, о изменениях конфигурации океанической рифтовой системы, мощных источниках магм, постоянно питающих апвеллинговый процесс под океаническими рифтами, достаточности протяженности зон субдукции для поглощения океанической литосферы, изменениях степени геодинамической активности и др. При палинспастических реконструкциях Пангей слабым, практически неизученным, моментом является отсутствие картин размещений океанических рифтов и возрастных поясов в палеоокеанической коре, что не позволяло представить полную и достоверную картину геодинамики таких эпох.

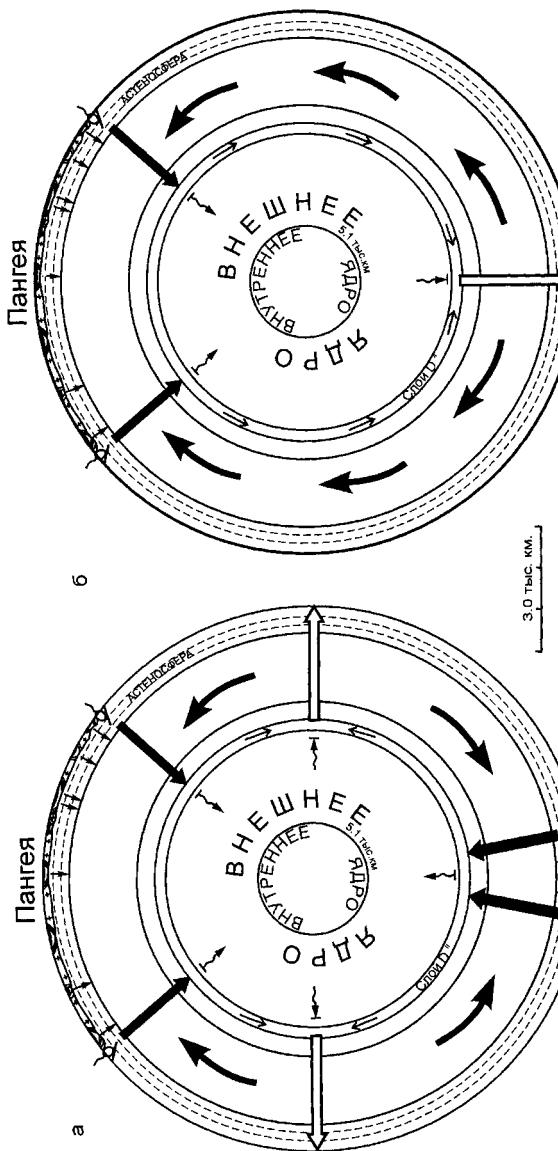
Исходя из геодинамической модели Земли с коромантийными секторами [2] вместо литосферных плит и с тремя (в настоящее время) конвективными ячейками Бенара  $g$  типа, обосновывается, что в процессе формирования Пангей и Панталасс в коромантийной оболочке могут формироваться за счет объединения нескольких и функционировать либо две (рисунок, фрагмент а) конвективные ячейки  $g$  типа, либо одна общепланетарная ячейка одновременно и  $g$  и  $t$  типа (или  $g-t$ ), в зависимости от того, с какой стороны (сверху или снизу) ее рассматривать (см. рисунок, фрагмент б).

В первом случае в одном из полушарий, где сформировалась Пангея, процесс дайвинга коромантийного вещества происходит по периметру вдоль активных окраин и в пределах суперконтинента под осадочными бассейнами и орогенами, особенно растущими. В пределах акватории Панталассы формируется пояс апвеллинга, как правило, с поперечными или диагональными ответвлениями рифтов от основного по типу Чилийского, Галапагос и др., упирающихся в Андийскую окраину Южной Америки.

Во втором полушарии в идеале неизбежно сформируется геосинклинальная зона по типу Индонезийской, Меланезийской и т.п. с микроконтинентами, задуговыми, междууговыми и преддуговыми осадочными бассейнами, под которой будет развиваться процесс дайвинга. Эта зарождающаяся геосинклинальная зона, даже относительно небольших размеров, расположенная антиподально или со смещением, практически заменяет отсутствующий типичный континентальный коромантийный сектор с поясами и областями дайвинга коромантийного вещества, а при-

---

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий (ООО «ВНИИГАЗ», пос. Развилка, Московская область, Россия



**Рис. 1.** Модели конвекции коромантийной оболочки Земли в периоды существования суперконтинентов: двухячейковая (Бенаровская ячейка g-t типа) (а); одноячейковая (Бенаровская ячейка g-t типа) (б)

1 – земная кора океанического типа; 2 – земная кора континентального типа с осадочными бассейнами; 3 – островные вулканические дуги над зонами субдукции оксихнической коры; 4–7 – направления движения мантийной вещества: 4 – в зонах активного апвеллинга и спрединга, 5 – в зонах активного дайвинга, 6 – в слое D, 7 – под осадочными бассейнами на континентах; 8 – зоны активного поступления вещества во внутреннее ядро в процессе химико-плотностной дифференциации; 9 – зоны активной отдачи вещества в мантию из внешнего ядра

легающие океанические секторы ограничены тем же (общим с суперконтинентом) поясом апвеллинга, от которого должны ответвляться, как и в первой ячейке, поперечные или диагональные рифты, упирающиеся в зоны субдукции в обрамлении геосинклинальной зоны.

По мере проградации головных частей поперечных рифтов в суперконтинент или в геосинклинальную зону будет происходить деление этих двух конвективных ячеек и формирование трех, четырех или более ячейковой конвекции, например, типа современного состояния коромантинской оболочки Земли, т. е. произойдет распад Пангеи. Так в процессе распада вегенеровской Пангеи образовались Американо-Гренландская и Антарктическая конвективные ячейки. А в будущем возможно образование Южно-Американской, Африканской и Колымско-Аляскинской конвективных ячеек.

Во втором случае (случае с единой конвективной ячейкой g-t типа) в Панталассе формируется поперечный суперконтиненту пояс апвеллинга с ответвляющимися диагонально или поперечно океаническими рифтами, также упирающимися в его окраины или устремляющимися к его окраинам. Возможна звездчатая трех-, четырех- и более лучевая система океанических рифтов. Однако, чем больше рифтов, тем менее устойчива такая конвективная ячейка. В любом случае эту систему конвекции ждет распад и формирование двух, трех и более конвективных ячеек g типа. В многоячейковых геодинамических системах фазы усиления дайвинга коромантинского вещества будут приводить к ускорению стягивания континентальных коромантинских секторов и формированию новых Пангей, а фазы ослабления или рассредоточения дайвинга приведут к распаду суперконтинентов. Усиление или ослабление дайвинга коромантинского вещества на ядро, вероятно, связано с циклами повышения или понижения его термической активности в процессе движения Солнечной системы по галактической орбите или с изменением положения барицентра Земля–Луна [1]. Вероятно, именно эти изменения состояния ядра и коромантинской оболочки отражаются в циклах Уилсона и Бертрана.

Приведенные объяснения планетарной структуры и геодинамических процессов в коромантинской оболочке Земли позволяют установить единый эволюционный ряд основных тектонических процессов и элементов в ее составе: первичная океаническая коромантинская оболочка, разделенная на коромантинские сектора, в которой неизбежно и синхронно с началом дайвинга формируются зародыши геосинклиналей в виде областей аккретирующихся вулканических дуг, первичных задуговых, междуговых и преддуговых осадочных бассейнов, а за счет продолжающейся их акреции – первых микроконтинентов; развиваются внутри- и окраинно-континентальный рифтогенез и бассейногенез; разрастаются площади микроконтинентов за счет акреции с постоянно зарождающимися геосинклиналями; далее в связи с усилением дайвинга происходят акреция континентов и формирование Пангеи; ослабление дайвинга приводит к распаду Пангеи, развитию внутри- и окраинно-континен-

тального рифто-, бассейно- и орогенеза; повторение циклов формирования и распада Пангеи с обновлением всего объема океанических коромантийных секторов за каждые 140–160 млн лет, а в начальные эпохи геодинамической эволюции, видимо, чаще. В каждом цикле происходит частичное сокращение площади континентальных коромантийных секторов за счет аккреции и дайвинга коромантийного вещества.

Именно такой процесс обеспечивает эффективный отвод эндогенной тепловой энергии Земли, приводящий в итоге к ее постепенному охлаждению, но явно с фазами термической и геодинамической активизации. В таком процессе твердофазная коромантийная оболочка должна медленно, синхронно изменению геотермической активности, увеличиваться в мощности, а жидкое ядро – уменьшаться в диаметре и в толщине, в том числе и за счет тектоники роста твердого ядра.

### Литература

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. Астафьев Д.А. Бассейногенез и геодинамика коромантийной оболочки Земли от катархея до современной эпохи // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2004. С. 22–25 (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 1).

---

**Е.А. Базилевская<sup>1</sup>, А.В. Тевелев<sup>1</sup>, Б.В. Георгиевский<sup>1</sup>**

### **Образование структурных дуг как результат новейших поддвиговых деформаций (на примере восточного склона Южного Урала)**

Основные структурные единицы, составляющие морфологию восточного склона Южного Урала: хребет Ирендык, отделенный от хребта Уралтау Баймакской впадиной, и расположенные восточнее хребтики и гряды составляют систему структурных дуг, по которым плоское Восточно-Уральское плато соединяется с основными поднятиями Южного Урала и которая явно маркирует определенную глубинную тектоническую зону.

Хорошо исследованные примеры структурных дуг коллизионных областей (например [4, 5]) показывают, что все они развиваются в зонах поддвигания фундамента внешних или межгорных впадин под горные сооружения. Наиболее яркие примеры – погружение фундамента Таримской впадины под Восточный Тянь-Шань с образованием дуг Кель-пинтага, поддвигание фундамента впадины Инда (т.е. структур Индийской плиты) под Гималаи с образованием Сиваликских структурных дуг, погружение основания Таджикской депрессии под Западный Тянь-Шань на западе и в обратную сторону, под Памир, на востоке.

---

<sup>1</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

Мы предполагаем, что на Южном Урале происходит пододвигание структур Восточно-Уральского плато по множеству распределенных поддвигов разного масштаба в западном направлении, под сооружения Уралтау. Эта предположение находится в хорошем соответствии с глубинной структурой восточного борта Южного Урала, известной по данным интерпретации сейсмического профиля Уралсейс-95 [3].

Верификация модели осложняется тем, что Восточно-Уральские дуги, в отличие от альпийских коллизионных дуг Гималайского пояса, выработаны главным образом в древних (домезозойских) комплексах. Поэтому решающее значение имеет обнаружение прямых признаков альпийского – вплоть до современного – деформирования в отдельных сегментах системы и выявление их структурного соответствия предполагаемой общей геодинамической обстановке. Детальные структурно-геологические и структурно-геоморфологические исследования в районе сочленения структур Восточно-Уральского плато и топографически высокого сооружения Урала позволили эти признаки обнаружить. Наиболее ярко они проявлены на Чекинском хребте [1], а также на серии одиночных конусообразных гор – шиханов – на левом берегу р. Урал (Карабулакская группа поднятий, горы Островная, Длинная, Мохнатая, Разборная). Все вершины отчетливо выражены в рельефе, со значительным превышением относительно окружающей территории. В совокупности они образуют протяженный хребет, однако рельефообразующим является не литологический, а структурно-тектонический фактор, так как субстрат представлен различными по составу разновозрастными коренными породами.

Гора Чека, наивысшая точка Чекинского хребта, высотой 558 м, и ее сателлиты, расположенные севернее слияния рек Урал и Большая Караганка, входят в систему высоких одиночных конусообразных гор, протягивающихся субмеридионально вдоль восточного борта долины р. Урал. Субстратом поднятия является позднепермский массив ( $1,5 \times 6,5$  км), сложенный субщелочными, щелочными гранитами, граносиенитами, монцодиоритами. Особенности строения Чекинского хребта подтверждают его неотектоническую природу, о чем свидетельствует анализ его морфологического строения, коррелятных покровных образований, а также данных магниторазведки.

1. В магнитном поле массив выражен максимумом 800 нТл и сопряженным восточным минимумом (-400 нТл), что, по расчетам, объясняется погружением восточного контакта массива под углом  $\sim 50^\circ$  на запад. При этом западный контакт массива – нормальный интрузивный. Учитывая прямолинейность восточного контакта массива и тот факт, что он подставляется по простирианию линейными границами, в которых нами описаны системы хорошо выраженных, параллельных контакту трещин, мы рассматриваем его как крупное разрывное нарушение (Чекинский разлом).

2. Практически перед всем фронтом горы Чека (так же как и в большинстве случаев меридионально выстроенных шиханов) расположена продольная составная террасированная долина, образованная неста-

бильными, прижатыми к основанию хребта руслами. Конфигурация эрозионных ложбин отвечает структурному рисунку сдвигово-надвиговой деформации в условиях левосторонней транспрессии.

3. Западный склон массива пологий, поперечный профиль гор резко асимметричен. Матрацевидная отдельность гранитного массива в области восточного склона задрана в восточном направлении и не отвечает внешней форме массива. В сочетании с асимметричной продольной долиной, профиль массива соответствует таковому активных надвигово-поддвиговых систем.

4. Поверхности выравнивания в районе массива деформированы и имеют различные разнонаправленные уклоны. Поднятие резко продольно сегментировано, главным образом за счет неравномерного поднятия и продольного растяжения, которое привело к развитию диагональных сдвиго-бросов, ограничивающих грабеновые блоки. К этим структурам приурочены мощные оползневые и обвалные тела, ограниченные оползневым швом и стенками отрыва высотой в десятки метров, с молодыми и современными каменными завалами, «пьяным» лесом, выходами подземных вод.

Признаки оползневых склонов – эскарпы, «пьяный» лес, локализация мест разгрузки подземных вод – были обнаружены практически на всех изученных вершинах, для которых ведущим предполагается динамический структурно- и рельефообразующий фактор. В ряде случаев даже отчетливо удается проследить границу оползневого тела.

5. В разрезах аллювиальных террас Урала и Малой Караганки присутствуют мощные среднеплейстоценовые комплексы, свидетельствующие о наличии постоянно возобновляемого источника сноса и неравновесных условий развития долин. На продолжение такого режима в позднем плейстоцене указывают деформационные структуры и горизонты погребенных почв в чехле низких террас.

6. Долина Урала выше впадения Караганки имеет четкие П-образные сегменты резко угловатых очертаний, в ней развиты пороги и крутые эрозионные уступы по бортам. На продолжении некоторых из сегментов прослеживаются резко врезанные овражки и балки прямолинейных очертаний, надстраивающие по простирианию Чекинский разлом.

Альпийская динамика Чекинского разлома сдвигово-поддвиговой кинематики согласуется с региональным полем напряжения всего Южного Урала, согласно которой ороген развивается в режиме левосторонней транспрессии [2].

Модель современного континентального поддвига в пределах восточного склона Южного Урала, рассмотренная детально на Чекинском сегменте системы структурных дуг, была проверена для ее наиболее крупного отрезка – системы хребтов Ирендык, Урал-тау и разделяющей их Баймакской (Сакмарской) впадины. Здесь в более крупных масштабах наблюдается геоморфологическое строение, аналогичное описанному для Чекинского хребта, а также, что более существенно, четче про-

слеживается полная структурная аналогия коллизионного аккреционного орогена с островодужными системами океанской субдукции.

Первым членом этой тройной системы является хребет Ирендык. С востока главный хребет ограничен асимметричной, наклоненной к нему впадиной надвигового типа. Рельеф составляющих хребет гряд эрозионный, островершинный, альпийского типа. Крутизна склонов в некоторых случаях превышает  $45^{\circ}$ , что говорит об их структурной обусловленности. В пределах главной гряды авторами были описаны поперечные и диагональные крутые тектонические склоны высотой в десятки метров с преобладающим северо-восточным направлением простирания. Структура хребта Ирендык, таким образом, отвечает таковой Чекинского хребта и может быть рассмотрена как аналог субдукционной дуги.

Далее на запад хребет Ирендык сменяется Баймакской межгорной впадиной со сложным строением, морфологически выраженным в развитии пологорасчлененного «платообразного» рельефа с внутренними горами. Котловина представляет собой местный аналог высокогорного плато, а в нашей структурно-динамической модели соответствует впадинам растяжения, образующимся между субдукционной дугой и «континентом».

Западнее располагается хребет Уралтау – основной аккреционный хребет, играющий роль континента в рассматриваемой модели.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы. По данным структурно-геоморфологических исследований выявлено строение структурных субмеридиональных дуг восточного склона Южного Урала, наиболее характерным примером которых является Чекинская структурная дуга. В их строении обнаружены прямые признаки альпийского и даже современного деформирования. Строение как Чекинской дуги, так и тройной системы хребтов Ирендык, Уралтау и разделяющей их Баймакской впадины полностью структурно соответствует предложенной авторами геодинамической модели распределенного континентального поддвига структур Восточно-Уральского плато под сооружения Уралтау.

## Литература

1. Георгиевский Б.В., Базилевская Е.А., Тевелев А.В. Геодинамика и морфология Малочекинского новейшего поднятия (Южный Урал) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 145–149. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. Тевелев А.В. Альпийская тектоника Южного Урала // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 230–234. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 2).
3. Berzin R., Oncken O., Knapp J.L. et al. Orogenic evolution of the Ural mountains: Results from integrated seismic experiment // Science. 1996. V. 274. P. 220–221.
4. Schärer K.M., Burbank D.W., Chen J. et al. Detachment folding in the Southwestern Tian Shan – Tarim foreland, China: shortening estimates and rates // J. Struct. Geol. 2004. N 26. P. 2119–2137.
5. Vigny C., Socquet A., Rangin C. et al. Present-day crustal deformation around Sagaing fault, Myanmar // J. Geophys. Res. 2003. V. 108, N B11, 2533, doi: 10.1029/2002JB001999

## Главнейшие структуры Земли и источники энергии геодинамических процессов

1. В настоящее время внутри Земли можно выделить два типа глобальных структур: концентрические и радиальные.

*Концентрические структуры Земли* общеизвестны. Геофизическими исследованиями внутри Земли выделен ряд оболочек: А, В<sub>1</sub>, В<sub>2</sub>, С, D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>, Е, F, G [5]. Установлено что, указанные геосферах характеризуются резко различными параметрами температур и давлений считается, что на поверхности Земли средняя температура 20 °С, давление 1 бар; в земной коре, соответственно, – 300°С, 3,5 кбар; в основании верхней мантии – 1723°С, 30 кбар; в основании нижней мантии – 4000 °С, 1350 кбар; в нижней части внешнего ядра – 5700°С, 3300 кбар [6].

*Радиальные структуры Земли* представлены горячими суперплюмами, сверхнагретыми массами, исходящими из самого внешнего ядра Земли, а также холодными массами, погружающимися с верхней части планеты вплоть до ядра. Горячие сверхплюмы выделены под крупнейшими срединно-океаническими хребтами и континентальными рифтогенными структурами и соответственно названы Южно-Тихоокеанским, Срединно-Атлантическим и Африканским [5, 7, 9, 10]. Плюмы могут быть разных уровней и разнообразными по генезису. К верхнемантийным холодным плюмам относят зоны субдукций [5].

Имеются более мелкие горячие мантийные плюмы, которые представляют собой струи расплавленного вещества, поднимающиеся из внешнего ядра к подошве литосферы. На поверхности земли с ними связаны горячие точки, которых в настоящее время известно более ста [4], они и характеризуются специфическим щелочно-базальтовым магматизмом.

По-видимому, концентрические и радиальные структуры должны быть рассмотрены как образования одного ранга. Они отражают действия разных источников энергии: гравитационной и тепловой. Учет взаимодействия этих типов энергий позволил создать новую двухярусную модель глубинной геодинамики [5].

2. Возникает вопрос: откуда берется та колоссальная тепловая энергия, с которой связаны огромные сверхнагретые массы, образующие плюмы и суперплюмы?

Как известно, относительно источника тепла существуют различные точки зрения: тепло, приобретенное Землей в стадии своего формирования; результат гравитационной дифференциации внутренней части планеты; распад радиоактивного вещества. В последние годы появилась идея о еще одном источнике тепла. В результате тщательного 20-летнего сейсмологического наблюдения установлена различная угловая скорость вращения ядра и мантии Земли [11]. Внешнее ядро является тем местом, где

---

<sup>1</sup> Институт геологии (ИГ) НАН КР, Бишкек, Кыргызстан

происходит деформация скольжения, возникающая между внутренним ядром и мантией. В оболочке, обладающей мощностью 2250 км, происходит дифференциальное скольжение по тончайшим поверхностям. В условиях пластического состояния среды любая механическая деформация вещества будет выделять тепло. Даже поперечные сейсмические волны преобразуются в тепловую энергию. Трущиеся поверхности между ядром и мантией, внешним и внутренним ядром, а также тончайшими плоскостями на всю мощность внешнего ядра в сумме образуют громадную площадь, на которой происходит генерирование тепла. Как известно, магнитное поле генетически связано с жидким внешним ядром. Имеется ряд доказательств в пользу синхронности геомагнитных и гравитационных возбуждений ядра со скоростью вращения Земли [6]. Скорость вращения Земли в геологической истории её развития менялась [9] и, по-видимому, изменялся темп тепловыделения, периодических преобразований и тектонических процессов. Поскольку орбитальное и осевое вращения Земли связаны с гравитацией Солнца, постольку надо полагать, что именно оно и является первопричиной возникновения тепла недр планеты, преобразования его гравитационной энергии в тепловую [6].

Накопление тепла в замкнутой среде продолжается до некоторого предела, затем образуется его избыток, который при достижении определенного критического размера избыточного тепла приводит к тепловому взрыву. Происходит отделение флюидов (H, S, C), образующих в ядре истинные растворы с металлами. Обладая значительно высокой температурой по сравнению с температурой мантии, эта флюидная масса, устремляясь вверх, прожигает все на своем пути, мобилизует и увлекает за собой вещество мантии. Этот поток и образует плюмы и сверхплюмы, которые играют огромную роль в преобразовании и формировании мантии и земной коры, возникновении геодинамических процессов [6].

3. Многие ученые отрицают и отрицают самостоятельность тепловой энергии Земли, ее равнозначность с энергией гравитации. Основной движущей силой Земли считается ее гравитация, а тепловая энергия в подавляющей массе рассматривается как вторичная по отношению к земной гравитации, как следствие ее преобразования. Примечательно в этом отношении представление В. И. Вернадского. Считая, что пространство имеет вещественно-энергетическую основу, он выдвигал идею о планетном пространстве, которое является криволинейным, сферическим. Рассматривал *земное пространство* как результат действия гравитации Земли, действия сил, направленных от поверхности планеты к ее центру. Основной формой выражения этого пространства он считал сферическое слоистое строение Земли, напластование вулканогенно-осадочных образований [3]. О действиях энергии тепла он не упоминал.

Развивая и продолжая эту идею, по аналогии с пространством, обусловленным гравитационными силами, было выделено пространство, обусловленное энергией тепла, действие которого направлено от центра Земли к ее поверхности [1, 2]. Выявленные радиальные глобальные

структуры являются хорошим подтверждением этой идеи. Формой выражения этого пространства является внедрение масс, включая магматические и метаморфические образования, снизу вверх.

Таким образом, два типа глобальных геологических структур представляют собой выражение двух основных типов энергии, действующих в Земле. Отчетливое и ясное выражение слоистых стратифицированных структур свидетельствует о преобладании и доминировании сил гравитации, и соответственно слабое и неявное выражение радиальных структур отражает относительную подавленность энергии тепла.

4. Первопричина возникновения геодинамических процессов связана с противоречием между гравитацией и тепловой энергией планеты, которые вызывают термогравитационные конвекции. Основным противоречием планеты Земля, как вытекает из изложенного, является противоречие между ее гравитацией и тепловой энергией (последняя в основном сконцентрирована во внешнем ядре Земли). Они являются равноценными в принципиальном, философском отношении. Но в условиях Земли, в отношении абсолютной величины, преобладающей, доминирующей является ее гравитация. Именно поэтому Земля сохраняется в виде космического тела. Тепловая энергия планеты является подавленной, уступающей по абсолютной величине гравитационной, но все же противостоящей, находящейся в постоянном «яростном» противоречии с гравитационной. Все формы геодинамических, а также и других геологических процессов, глобальных, региональных и местных, являются вторичным выражением основного противоречия Земли. Признание этого факта по-новому решает многие общегеологические научные проблемы, в том числе проблему остывания планеты в далеком будущем и превращения её в холодное космическое тело, подобное Луне.

## Литература

1. Бакиров А.Б. Определение тектоники // Геологические формации и рудоносность Киргизии. Фрунзе, 1978. С. 18–30.
2. Бакиров А.Б. В.И. Вернадский и некоторые философские проблемы наук о Земле // Великий мыслитель и естествоиспытатель. Бишкек: Илим, 1991. С. 5–21.
3. Вернадский В.И. Химическое строение биосфера и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
4. Горячев А. Ф. Мантийные пломбы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3–37.
5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001. 408 с.
6. Летников Ф. А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза. // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
7. Хаин В. Е. От тектоники плит к глобальной геодинамике // Природа. 1995. № 1. С. 42–51.
8. Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press plc. 1989. 476 р.
9. Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H. Whole mantle P-wave tomography // J. Geol.Soc. Japan. 1994. V.100, N 1. P. 7–23.
10. Maruyama Sh. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V.100, N 1. P. 24–34.
11. Song X., Richards P. G. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner Core // Nature. 1996. V. 382. P. 221–224.

## Важнейшее значение древнейшего геологического этапа дифференциации Земли для геодинамической, тектонической и геохимической реконструкций архейской – фанерозойской истории корообразования

Процессы, которые были характерны для самого раннего этапа («эоархей» или «хадей»: 4,4–4,0 млрд лет), являющегося промежуточным между аккрецией и архейской историей Земли, на сегодня чрезвычайно слабо изучены, хотя предполагается, что они играли решающую роль в становлении и развитии верхних оболочек планеты. Трудность геологического интерпретации связана с тем, что подавляющая масса доступной информации представлена дегритовыми и ксеногенными (захваченными) цирконами. Для расшифровки генезиса таких цирконов необходимо использовать изотопные и геохимические данные по цирконам (Th, U,  $\delta^{18}\text{O}$ , Pb, Hf, REE, Sr, Ba, Nb, P и другие элементы), отражающие особенности состава исходных пород хадея. С этой целью было проведено сопоставление изотопно-геохимических данных по хадейским цирконам с аналогичной информацией для хорошо изученных цирконов архея–фанерозоя известного происхождения. При этом для расшифровки природы хадейских цирконов использовалась серия бинарных дискриминационных диаграмм (типа Th-U, Nb-REE...), отражающих вариации изотопных и геохимических параметров цирконов из пород разных петрологических типов и процессов, и хронологических диаграмм типа Th-возраст, Th/U-возраст циркона и других для выявления эволюционных трендов изменения геохимических параметров.

Это позволило среди цирконов хадея выделить две генетически разные группы [1]. Наиболее древняя группа содержит цирконы с «аномальными» изотопно-геохимическими характеристиками, подтверждающими приуроченность их к протокоре, обогащенной некогерентными элементами [1, 2], что определенно указывает на реальность процесса дифференциации с формированием комплементарно деплетированной мантийной зоны литосферы в интервале раннего хадея (4,4–4,27 млрд лет). Напомним, что признаки существования деплетированных зон мантии прослеживаются уже среди магматических мантийных пород раннего архея, что почти однозначно может трактоваться как унаследование от дифференциации раннего хадея.

С неменьшей вероятностью это заключение относится к литосфере позднего архея, протерозоя и фанерозоя, поскольку для мантийных и коровых процессов этих крупных циклов фиксируется чрезвычайно интенсивная эндогенная активизация с мантийными пиками около 2,7, 1,9, 0,4 млрд лет и моложе [3], в которых существенную долю составляла продукция из деплетированных зон верхней мантии.

---

<sup>1</sup> Геологический институт Кольского научного центра (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия

Следовательно, есть основание для пересмотра масштаба ранней дифференциации в сторону существенного увеличения массы хадейской протокоры. Поскольку среди информации по детритовым цирконам присутствуют данные о повышенных и пониженных величинах  $\delta^{18}\text{O}$  относительно мантийных [4, 5], следует говорить о частичной переработке этой коры гипергенными и гидротермальными процессами [4, 5].

### Литература

1. Балашов Ю.А. Хадейский этап дифференциации Земли // I Российская конференция по проблемам геологии и геодинамики докембра. Геология и геодинамика архея: Тез. докл. СПб, 2005. С. 40–44.
2. Балашов Ю.А. Магматизм хадейского этапа дифференциации Земли // Докл. АН. 2006. № 5.
3. Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Эндогенные циклы в проблеме корообразования // Геохимия. 2006. № 2. С. 131–140.
4. Peck W.H. et al. //Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65. P. 4215–4229.
5. Mojzsis S.J. et al. // Nature. 2001. V. 409. P. 178–181.

---

**А.С. Балуев<sup>1</sup>, Е.С. Пржиялговский<sup>1</sup>, Е.Н. Терехов<sup>1</sup>**

---

### Основные этапы эволюции полей тектонических напряжений литосфера северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы

Характерной особенностью строения северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) является существование здесь рифтовой системы Белого моря (РСБМ), включающей в себя Онежско-Кандалакшскую (Кандалакшско-Двинскую), Керенско-Лешуконскую и Баренцевоморскую палеорифтовые зоны, простирающиеся в северо-западном направлении вдоль края платформы. Эти рифтовые структуры представляют собой единый структурно-парагенетический ансамбль, сформировавшийся в условиях горизонтального растяжения края древней континентальной плиты Балтики в среднем–позднем рифее [1]. Они пережили неоднократные активизации, наиболее значимые из которых происходили в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда сформировался современный бассейн Белого моря. Соответственно, литосфера северо-восточного сегмента ВЕП, на котором располагается РСБМ, в своей эволюции претерпела неоднократные изменения геодинамических условий и, следовательно, характера полей тектонических напряжений, под влиянием которых происходили процессы структурообразования в земной коре и проявления магматизма, в том числе и щелочного.

Как известно, наиболее чутким индикатором характера полей напряжений является формирование разломно-трещинных дислокаций, кото-

---

<sup>1</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

рые играют определяющую роль в контроле пространственного положения массивов, дайковых полей и поясов щелочных пород. Структурные исследования и компьютерная обработка линеаментных систем, выявленных по материалам дистанционного зондирования, анализ морфологических и петрологических особенностей разнообразных проявлений магматизма разного возраста позволили провести реконструкцию полей тектонических напряжений, существовавших на различных этапах геодинамической эволюции литосферы РСБМ. Таких этапов выделено пять: предрифтовый, рифтовый, пострифтовый, среднепалеозойской реактивации и позднекайнозойской активизации. Каждый из этих этапов характеризовался определенным геодинамическим режимом и кинематикой.

**Предрифтовый этап.** Онежско-Кандалакшский палеорифт был заложен на гранулитах и гранито-гнейсах Лапландско-Беломорского подвижного пояса, которые появились на поверхности Земли на рубеже 1,8 млрд лет. Такая пространственная приуроченность континентальных рифтов к гранулито-гнейсовым поясам отмечается и на других древних платформах. Эксгумация глубокометаморфизованных пород произошла в результате корового растяжения, ориентированного с СВ на ЮЗ, т. е. вкрест простирации пояса. Коровое растяжение и соответственно уменьшение литостатического давления привели к шоковой декомпрессии и выделению большого количества флюидов, сопровождающих подъем глубинных пород, что обусловило формирование огромного количества метасоматитов, в том числе и пегматитов. Однако на завершающей стадии этого процесса в момент роста метаморфических ядер вблизи поверхности возникли условия локального сжатия, что привело к формированию трещин С3 простирации взбросового типа, часть из которых была использована при внедрении даек лампроитов (1720 млн лет). Уже в это время, по-видимому, в краевых частях зоны сжатия формировались разломы, предопределившие заложение Онежско-Кандалакшского палеорифта вдоль оси Лапландско-Беломорского подвижного пояса.

**Рифтовый этап.** Этот этап, во время которого заложилась РСБМ, относится к среднему рифею, когда возникли напряжения горизонтального растяжения литосферы при раздвиге во время распада древнего суперконтинента Палеопангей в период 1300–1240 млн лет назад. Рифтинг при этом имел диффузный характер с последовательным возникновением субпараллельных рифтовых зон от внутренней (Онежско-Кандалакшская) к краевой (Баренцевоморская) части континентальной плиты. В результате на краю Балтики сформировался периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины, представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон. Геолого-геофизические данные свидетельствуют в пользу того, что механизм формирования пассивной окраины континентальной плиты Восточно-Европейской платформы в рифее был реализован согласно модели крупного растяжения литосферы после стадии раннего спрединга океанического дна, происходившего со срывом хрупкой коры по детачменту, отделявшему последнюю от пластичной нижней ко-

ры. Геодинамический режим рифейской пассивной окраины ВЕП был, вероятно, сходным с режимом формирования современных пассивных окраин атлантического типа [1]. Рифтогенез в этих условиях мог развиваться по модели «простого сдвига», т.е. «пассивного» рифтинга. Вектор горизонтального растяжения при этом был ориентирован субнормально относительно края континентальной плиты. Кинематика разломно-трещинных дислокаций в режиме раздвига была преимущественно сбросовой и сдвигово-сбросовой, а разломы, формирующие борта рифтовых грабенов, имели ступенчатый характер.

**Пострифтовый этап.** Режим пассивной окраины сохранялся здесь и в позднем рифее вплоть до коллизионных событий, произошедших вдоль северной и северо-восточной (в современных румбах) окраин ВЕП, в результате причленения к ней в позднем венде – раннем кембрии композитного континента Арктиды, включавшего в себя, наряду с Тимано-Печорским террейном, Свальбардскую плиту и другие более мелкие террейны. Конвергентный шов, представляющий собой фронтальный надвиг тиманских байкалид, прослеживается вдоль юго-западного склона Тиманского кряжа, продолжается на п-ов Канин и обнажается на перемычке между полуостровами Средним и Рыбачьим и на п-ове Варангера. Таким образом, к началу палеозоя горизонтальное растяжение северо-восточного сегмента платформы в результате коллизии сменилось сжатием, вся эта территория испытала воздымание и в течение последующих 150–160 млн лет являлась областью денудации вплоть до среднего девона, когда вследствие изменения эвстатического уровня Мирового океана во внутренние части платформы начали проникать мелководные шельфовые моря.

**Среднепалеозойская реактивация.** Регенерация РСБМ в среднем палеозое проходила в тылу области горизонтального сжатия континентальной плиты Балтики после столкновения последней с Лаврентией. Активизация процессов рифтогенеза на северной окраине ВЕП выразилась в обновлении разрывных дислокаций и интенсивном проявлении внутриплитного магматизма в различных его формах. Структуры формировались в условиях локального растяжения на фоне регионального сжатия литосферы со стороны коллизионного фронта норвежских кaledонид как крупнейшие сдвиги, что привело к чередованию участков транстенсии и транспрессии вдоль основных рифтообразующих разломов. Это обусловило резко выраженную неравномерность распределения даек щелочных пород. Исследование разноглубинных ксенолитов из девонских интрузий Кольского полуострова показало, что динамические условия проявлений щелочного магматизма часто менялись с глубиной и в вертикальном разрезе земной коры могли представлять собой чередование зон сжатия и растяжения [2]. Статистическая обработка данных структурного анализа трещиноватости в гнейсовом комплексе, вмещающем палеозойские дайки щелочных пород, и данных о разломно-трещинной тектонике, полученных при детальном картировании и ин-

терпретации результатов дешифрирования аэроснимков, показала сдвиговый характер деформаций (преимущественно левосторонний сдвиг) вдоль разломов северо-западной ориентировки без существенного горизонтального растяжения [3]. Проявления щелочного магматизма в области динамического влияния РСБМ в виде даек и трубок взрыва (в том числе и кимберлитовых) связывается с раскрытием трещин в пределах дуплексов растяжения в зонах сдвига.

**Позднекайнозойская активизация.** Позднекайнозойский (современный) этап структурной эволюции РСБМ определяется влиянием на Балтийский щит Северо-Атлантической зоны спрединга и зоны сочленения континент-шельф-море, где возникают высокие тектонические напряжения, а также современные вертикальные тектонические движения щита, одной из составляющей которых является и гляциоизостатический эффект. Формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива наследует или возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания авлакогена в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Перемещение волн сейсмотектонических напряжений происходит в направлении СЗ-ЮВ, что совпадает с ориентировкой главных осей напряжений сжатия, и, судя по зарегистрированным землетрясениям, они достигают юго-восточного побережья Белого моря. Анализ распределения очагов землетрясений в Беломорском регионе показывает, что их распространение происходит вдоль активизированных крупных разломных зон палеорифтовых систем северо-западного простирания, достигая плитной части платформы [4]. Решения фокальных механизмов землетрясений свидетельствуют о проявлениях подвижек блоков земной коры взбросо-сдвигового характера по плоскостям разрывов северо-западного простирания, совпадающих с разломами, ограничивающими Кольский геоблок. Сдвиговое смещение в юго-восточном направлении осложняется движениями по надвигам, сбросо-сдвигам и сбросам других направлений, но разломами, контролирующими развитие дислокационного процесса, являются сдвиги осевой части впадины Кандалакшского залива.

Таким образом, анализ эволюции полей тектонических напряжений в пределах СВ сегмента ВЕП свидетельствует об их тесной зависимости от характера дрейфа континентальной плиты ВЕП и ее взаимодействия с другими плитами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-64848, НШ-748.2006.5 и в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 14.

## Литература

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

2. Балуев А.С., Терехов Е.Н. Разноглубинные ксенолиты из девонских интрузий Кольского полуострова ключ к расшифровке палеодинамических условий проявления щелочного магматизма // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 5. С. 651–655.
3. Пржниловский Е.С., Моралев В.М., Балуев А.С. и др. Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 5. С. 3–10.
4. Балуев А.С., Моралев В.М., Терехов Е.Н. Современная геодинамика палеорифтовых систем Белого и Баренцева морей // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. С. 250–253.

А.А. Баренбаум<sup>1</sup>

## Вклад галактических воздействий в энергетику тектоногенеза

Современные геодинамические явления, связанные с движением литосферных плит, горообразованием, вулканической и сейсмической деятельностью Земли представляют собой весьма энергоемкие физические процессы, требующие больших затрат энергии. Еще недавно основным поставщиком этой энергии считались глубинная дифференциация недр планеты, а также распад радиоактивных изотопов, присутствующих в породах, включая земное ядро.

Известно [1], что для объяснения наблюдаемого геотермального потока Земля должна ежегодно производить около  $1 \cdot 10^{21}$  Дж/год энергии, и примерно столько же энергии должно выделяться в земном ядре для генерации геомагнитного поля. Связь такого энерговыделения с радиоактивным распадом, однако, весьма проблематична. Другим источником эндогенной энергии планеты может выступать приливное воздействие Луны. Его мощность оценивается на уровне  $\sim 3 \cdot 10^{19}$  Дж/год [2]. Хотя в далеком прошлом эта энергия была гораздо больше.

В сообщении акцентируется внимание еще на одном космическом источнике энергии, обусловленным воздействием на Землю процессов в Галактике [3]. При своем движении в Галактике Солнце эпизодически пересекает струйные потоки и спиральные галактические рукава. При этом каждый раз в такие эпохи все планеты Солнечной системы подвергаются интенсивным бомбардировкам галактическими кометами, и примерно раз в миллиард лет Солнце взаимодействует с другими звездами Галактики, меняя параметры своей орбиты.

В результате вся совокупность глобальных геологических циклов длительностью  $\sim 10^6$ – $10^9$  лет, положенная в основу рубрикации современной геохронологической шкалы, не только отражает отдельные этапы внутренней эволюции Земли, но и служит индикатором ряда мощных космических явлений, которые квазипериодически повторяются в

---

<sup>1</sup> Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

Солнечной системе и сильно влияют на земные процессы. Поэтому данная шкала, построенная в виде иерархической системы вложенных друг в друга циклов разной длительности, по существу, представляет собой эмпирическую классификацию совокупной реакции отдельных подсистем Земли (ее тектоносферы, гидросферы, атмосферы, биосферы и т.п.) на мощные воздействия извне, которым подвергается в Солнечной системе наша планета [4].

На протяжении всей истории Земли характер этих воздействий практически не менялся и сводился к бомбардировке поверхности Земли крупными космическими телами: астероидами и галактическими кометами. Событийная интерпретация основных рубежей современной геохронологической шкалы с указанием возможной энергии вызвавших их космических событий приведена в таблице.

### Хронологическая шкала космических событий

Космическое событие (физическая причина)	Подразделение шкалы <sup>*)</sup>	Время (t) или период (T) повторения собы- тий	Энергетиче- ское воздейст- вие, Дж.
Пролеты Солнца через массивные облака звезд, множественные падения астероидов	Эон (эонотема)	$t = 3,6, 2,6, 1,65,$ $\sim 1,05$ млрд лет	а) $\sim 10^{31}$ б) $\sim 10^{28} \div 10^{29}$
Бомбардировки кометами Галактики: «Сильные» «Средние» «Слабые»	Эра (эротема) Период (систе- ма) Эпоха (отдел)	T = 250 млн лет T $\approx 20 \div 40$ млн лет T = 19 $\div 37$ млн лет	$\sim 10^{29}$ $\sim 10^{27} \div 10^{28}$ $\sim 10^{26} \div 10^{27}$
Столкновения Земли с крупными одиночными астероидными телами диаметром более 3.5 км диаметром менее 3.5 км	Век (ярус) (Зона), (раздел),	2,9 млн лет $\sim 0,01 \div 1,0$ млн лет	$\sim 10^{22} \div 10^{23}$ $< 10^{22}$

\*) В скобках указаны соответствующие подразделения стратиграфической шкалы.

Геологические данные свидетельствуют, что в историческое время имел место ряд очень крупных событий 3,6; 2,6; 1,65 и 1,05 млрд лет назад, которые можно трактовать как результат пролета Солнца сквозь плотные звездные облака. Взаимодействия Солнца со звездами «скаккообразно» меняли параметры его галактической орбиты, что, в свою очередь, сильно влияло на все процессы, происходившие в Солнечной сис-

теме. В истории Земли эти события выделяются как эпохи самых сильных геологических и биотических катастроф, с которыми связывают границы наиболее крупных подразделений геохронологической шкалы.

Возможны два основных механизма воздействия звезд. Первый из них (а) обусловлен скачкообразным изменением направления движения Солнца в Галактике, вследствие чего Земля как целое получает энергетический импульс  $\sim 10^{31}$  Дж. Эта энергия, в основном, идет на изменение орбиты движения Земли вокруг Солнца, но какая-то ее часть рассеивается в теле планеты, превращаясь в тепло. Второй (б) состоит в бомбардировке поверхности Земли астероидными телами. В моменты резких изменений параметров орбиты Солнца астероиды в большом числе поступают из астероидного пояса в межпланетное пространство, откуда за  $\sim 10^7 \div 10^8$  лет «вычурываются» планетами. Наиболее массовые их падения на Землю отмечались вслед за эпохами 3,6 и 2,6 млрд лет, в меньшем количестве 1,65 и еще меньше 1,05 млрд лет назад. Энергия каждого из таких воздействий оценивается  $\sim 10^{28} \div 10^{29}$  Дж.

В промежутках между взаимодействиями Солнца со звездами наиболее мощным источником космических воздействий становились падения на Землю галактических комет. Такие падения носили характер кометных ливней, циклически повторявшихся в фанерозое с интервалом в  $19 \div 37$  млн лет. За время одного ливня ( $1 \div 5$  млн лет) на нашу планету могло выпадать до  $\sim 10^5 \div 10^6$  высокoenергетических галактических комет [3].

В земной атмосфере галактические кометы разрушаются, создавая гиперзвуковую ударную волну, энергия которой почти полностью идет на нагрев пород астеносферы. В дальнейшем эта энергия выделяется в периоды кульминаций орогенических фаз Штилле, запаздывающих относительно эпох кометных падений на несколько миллионов лет [5].

Оценки показывают, что кометные ливни являются мощным поставщиком на Землю энергии, способным объяснить происхождение основных тектонических циклов Штилле, Бертрана и Вилсона. При этом наибольшие геологические эффекты отмечаются в регионах земного шара, где плотность падений галактических комет достигает максимума. Вследствие движения Солнца по галактической орбите эта область закономерно смещается по земной поверхности, контролируя времена и широты возникновения глобальных оледенений, а также эпохи формирования и распада суперконтинентов [5, 6].

Все крупные импактные кратеры созданы на Земле не галактическими кометами, а выпадавшими на нашу планету астероидами. Кинетическая энергия падения тел  $\sim 10^{22} \div 10^{23}$  Дж, отвечающая диаметру астероидов  $\sim 3,5$  км, оказывается выделенной. Для тел с энергией выше данного значения последствия падений, по-видимому, носили длительно необратимый характер и охватывали земной шар целиком. В геохронологии с такими событиями связывают границы веков (ярусов) шкалы. Падения тел меньших размеров происходили гораздо чаще, но имели более локальные последствия, они получили лишь стратиграфическое отражение.

Относительно роли космического фактора в решении проблем тектоногенеза сегодня существуют два мнения. В соответствии с первым, влияние космоса не определяет динамику твердой Земли и сводится лишь к роли спускового механизма, синхронизатора эндогенной активности планеты. Согласно второму мнению, космические воздействия вполне могут быть предложены в качестве альтернативы принятым в геологии взглядам, связывающим причины тектонических явлений с глобальной конвекцией мантии Земли.

Изложенные результаты являются веским аргументом в пользу второй точки зрения. Они свидетельствуют, что бомбардировки Земли галактическими кометами являются более действенным средством поддержания тектонической активности планеты, чем механизм глобальной мантийной конвекции. Это мнение можно обосновать четырьмя аргументами.

Во-первых, энергетическими оценками. Расчеты показывают, что поставляемая на Землю галактическими кометами энергия, составляет в среднем по фанерозою  $10^{21} \div 10^{22}$  Дж/год, что значительно больше энергии, которая, по существующим оценкам [2], выделяется в недрах планеты в результате гравитационной дифференциации и радиоактивного распада.

Второй аргумент заключается в том, что эта энергия непосредственно поступает на поверхность Земли в «нужное» время и в «нужное» место, а не требует транспортировки из земного ядра через всю мантию посредством конвективного перемешивания ее вещества. Процесс конвективного переноса энергии от границы ядра к земной поверхности менее эффективен и осуществляется за время, исчисляемое многими миллионами лет.

Третий аргумент – кульминации орогенических фаз Штилле, составляющие основу более крупных тектонических циклов Бертрана и Вильсона, коррелируют по интенсивности с глобальными циклами других процессов в истории Земли, в частности, климатических и биотических, отставая от них по времени на несколько миллионов лет.

И, наконец, четвертым доводом является то, что циклы длительностью  $\sim 10^6 \div 10^9$  лет – это не сугубо земной феномен, а явление, свойственное всей Солнечной системе, включая само Солнце, другие планеты, а также их спутники (Луна) [3].

Эти аргументы, на наш взгляд, достаточно важны, чтобы в геодинамических расчетах с использованием современных теоретических моделей учитывать поступление на Землю космической энергии в качестве начальных и граничных условий.

## Литература

1. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
2. Океанология. Т. 2: Геофизика океана / Ред. О.Г. Сорохтин. М.: Наука, 1979. 416 с.
3. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля: Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС, 2002. 394 с.
4. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясманов Н.А. Геохронологические шкалы и астрономическое время (современное состояние проблемы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 2. С. 3–14.

5. Баренбаум А.А., Хайн В.Е., Ю.Б., Ясаманов Н.А. Крупномасштабные тектонические циклы: интерпретация с позиций галактической концепции // Вест. МГУ. Сер. 4, Геология. 2004. № 3. С. 3–16.
6. Баренбаум А.А., Ясаманов Н.А. Тектонические циклы Вилсона, Бергтрана и Штилле как следствие бомбардировок Земли галактическими кометами // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: СО РАН, Филиал «Гео», 2004. С. 38–40 (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 1).

**А.А. Баренбаум<sup>1</sup>**

## **Ранняя геологическая история и эволюция строения Земли: как их изучать?**

Проблемы происхождения Земли и ее раннего геологического развития имеют принципиальное значение для объяснения химического состава и внутреннего строения нашей планеты, а также современных геодинамических процессов, на ней происходящих. Изучение этих вопросов находится в ведении не только геологии, но и ряда других наук: физики Земли, космогонии, сравнительной планетологии, метеоритики, космохимии и др.

С конца XVIII по конец XX в. в космогонии безраздельно господствовала гипотеза Канта–Лапласа образования Солнечной системы в результате конденсации протосолнечного газопылевого облака. При этом молчаливо допускалось, что с момента своего возникновения Солнце и планеты не подвергались в космосе сколько-нибудь существенному воздействию извне и эволюционировали как «изолированные» физические системы.

В связи с недавним открытием [1] явления струйного истечения вещества из центра спиральных галактик, вскрылась ошибочность последнего допущения. Оказалось, что через 20–37 млн лет Солнечная система подвергается мощным бомбардировкам галактическими кометами, и примерно раз в миллиард лет Солнце взаимодействует с другими звездами Галактики, меняя параметры своей орбиты. Данное обстоятельство заставляет пересмотреть некоторые положения гипотезы Канта–Лапласа.

Такой пересмотр осуществлен в космогонии «открытой» Солнечной системы (КОСС) [1]. Концепция КОСС предполагает, что событие в Солнечной системе 4,6 млрд лет назад связано не с первым, а со вторым главным циклом планетообразования, которое вызвано разрушением планеты Фаэтон и образованием пояса астероидных тел. Причиной гибели Фаэтона, по-видимому, стал близкий к Солнцу пролет звезд Галактики. В результате превращения Фаэтона в груду обломков, явившихся объектами интенсивных столкновений с галактическими кометами, в поясе рассеялось количество комет, сопоставимое с массой Солнца, что и инициировало в Солнечной системе повторный цикл планетообразования.

---

<sup>1</sup> Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

Рассеяние на обломках Фаэтона столь большой массы комет стимулировало четыре важных процесса, происходивших в разных зонах Солнечной системы одновременно: 1) рост массы Солнца за счет приобретения нового космического вещества; 2) дробление и перемещивание материала галактических комет и астероидов при их соударениях в самом кольце; 3) выброс из зоны кольца комет и обломков Фаэтона, бомбардировавших все планеты, и 4) вынос из кольца наружу огромных количеств испарявшихся газов и пыли, которые захватывались внешними к поясу планетами.

Изменения планет после гибели Фаэтона удается отделить от тех закономерностей, которые сложились в Солнечной системе до этого события. Показано, что изначально массы всех планет, кроме Плутона, с удалением от Солнца отвечали степенной зависимости [2], унаследованной с первой стадии образования (этап Канта–Лапласа). Однако после гибели Фаэтона многие планеты претерпели сильные изменения, что привело к их подразделению на «внешние» и «внутренние». Если Юпитер, Сатурн и Уран, оказавшись в пределах возникшего снаружи пояса астероидов газопылевого диска Солнца, набирали вещество и обзаводились системами спутников, то внутренние планеты теряли собственную массу.

Не прошел взрыв Фаэтона бесследно и для Земли, потерявшей 6,3% массы. Расчеты показывают, что вследствие падений на нашу планету крупных обломков Фаэтона с нее был «удален» слой поверхности толщиной  $245 \pm 10$  км, представленный на  $1/3$  первичной земной корой и на  $2/3$  породами мантии.  $\sim 18\%$  этого вещества оказалось на околоземной орбите и аккумулировалось в Луну. Вместе с утерянным слоем пород Земля лишилась  $\sim 2/3$  корового анортозитового материала, а его оставшаяся часть расплавилась и смешалась с мантийными породами. После остывания это вещество вновь разделилось на кору и мантию. Однако из-за отсутствия  $\sim 2/3$  своего вещества современная земная кора уже не в состоянии «прикрыть» всю поверхность земного шара. Дефицит тугоплавкой коры сегодня отчетливо проявляется в наличии у Земли континентального и океанического полушарий, в существовании системы литосферных плит, а также в ряде других особенностей [1].

В последнее время в геотектонике принципиальное значение приобрели вопросы оболочечного строения Земли, а также физики процессов, которые сегодня происходят в ее глубоких недрах. С целью их исследования сопоставим внутреннее строение Фаэтона по метеоритным данным с современным строением нашей планеты (таблица).

Согласно КОСС, на момент гибели 4,6 млрд лет назад Фаэтон представлял собой сформированную планету с массой в 2,5 массы Земли, стратифицированную на систему силикатных оболочек и имевшую жидкотвердое металлическое ядро. После гибели Фаэтона его обломки в результате столкновений с кометами покрывались коркой сильно измененного вещества, которое по сей день падает на нашу планету в виде метеоритов. Так что основные классы метеоритов несут информацию о

## Частота падений метеоритов [3] в сопоставлении с объемами внутренних оболочек Земли [4]

Номер группы	Класс метеоритов	Процент падений	Оболочка Земли (нижняя граница, км)	Объем оболочки, %
0	Углистые хондриты (C)	4,3	—	—
I	Ахондриты	7,2	Земная кора (слой A) (33)	1,55
II	Амфотериты (LL)	8,0	Верхняя мантия (B) (420)	16,96
III	Оlivин-гиперстеновые (L)	38,8	Переходная зона (C) (670)	9,84
IV	Оlivин-бронзитовые (H)	33,0	Нижняя мантия (D <sub>1</sub> ) (1050)	13,39
V	Энстатитовые (E)	1,6	Нижняя мантия (D <sub>2</sub> ) (2885)	41,87
VI	Сидеролиты	1,1	Внешнее ядро (E) (5155)	15,69
VII	Сидериты	5,1	Внутреннее ядро (F) (6371)	0,7

породах разных внутренних оболочек Фаэтона, хотя и в определенной степени измененных процессами, последовавшими за его разрушением.

Каждому классу метеоритов, за исключением углистых, в таблице поставлен в соответствии с по химическим составом земной аналог: разнородной группе магматических сильно брекчированных ахондритов – земная кора; каменным хондритам с очень низким (LL), низким (L) и высоким (H) содержанием Fe, а также энстатитовым (E) метеоритам – соответственно породы верхней, средней и нижней мантии, а железозакаменным и железным метеоритам – материал внешнего и внутреннего ядра. Недифференцированные углистые хондриты, представленные газопылевым слабо измененным низкотемпературным кометным конденсатом, не имеют земного аналога и потому вынесены на нулевое место. Метеориты этого класса формировались в иных условиях и позже метеоритов других типов [1].

Явное подобие прослеживается и в строении ядер Земли и Фаэтона. Свидетельством присутствия в металлическом ядре Фаэтона жидкой и твердой фаз является наличие среди железных метеоритов их двух групп. Метеориты типа FeI, представленные октаэдритами, имеют возраст 4,6÷4,3 млрд лет. Метеориты FeII характеризуются увеличенным диапазоном содержания Ni = 4÷26% и Pb =  $10^{-8}÷10^{-7}$  и по возрасту на 0,3÷1,9 млрд лет старше [5].

Следуя схеме образования Земли А.П. Виноградова [6], можно предположить [1], что формирование обеих планет началось ранее 6 млрд лет назад. Их рост происходил при температурах и давлениях, недостаточных для полного плавления материала ядра планет. Первоначальную основу твердого ядра планет составило железо FeII, сильно и неравномерно обогащенное сидерофильными элементами: Ni, Co, P и др. В отличие от FeII железо FeI поступало в ядро позднее как продукт диффе-

ренциации исходного вещества, испытавшего плавление и разделение на металлическую и силикатную фазы. Одновременно с ростом жидкого и твердого ядра формировались все пять мантийных оболочек планет.

Полагая частоту падений метеоритов пропорциональной объемам соответствующих внутренних оболочек Фаэтона и сравнивая эти данные со строением современной Земли, заключаем, что дифференциация планетных недр продолжается и после образования планет, причем идет в направлении уменьшения объема внешних и роста внутренних оболочек. Этот процесс сопряжен [4] с выплавлением из силикатных минералов Fe и S, которые мигрируют к центру планеты, чему способствует их соединение в структуру троилита.

Признаки высокой активности миграционных процессов в недрах Фаэтона и, прежде всего, в его нижней мантии и внешнем ядре, мы находим в составе метеоритного вещества. Об интенсивной миграции вещества в нижней мантии говорит подразделение энстатитовых метеоритов на EH- и EL-типы [5], различающиеся содержанием Fe, S, P и других элементов. А об этих процессах в ядре свидетельствуют соротиты – специфическая разновидность железных метеоритов из смеси FeNi-сплава с троилитом. Как содержание троилита в соротитах (25÷47%), так и содержание Fe и S в железистых EH-метеоритах соответствуют составу эвтектического расплава во внешнем ядре Земли [4].

Процесс дифференциации вещества идет и в теле нашей планеты [4]. Сегодня он в основном локализован в пограничном слое (2680÷2885 км) у подошвы нижней мантии – слой D'', а также в зоне между внутренним и внешним ядром. В этих областях обнаружено снижение скоростей сейсмических волн, которое свидетельствует в пользу интенсивной миграции через границы этих зон расплавов вещества. Согласно [4], миграционные явления в теле Земли будут происходить до тех пор, пока масса внутреннего ядра не станет ~10% массы планеты. В этом случае центральное ядро будет полностью состоять из Fe и включать весь имеющийся Ni, а во внешнем ядре останется чистая эвтектическая смесь.

Рассматривая Фаэтон и Землю, как во многом подобные друг другу планеты, отметим и их явные различия. Отличие нашей планеты от Фаэтона проявляется, прежде всего, в: 1) меньшей железистости ее мантийных силикатов; 2) более слабой изменчивости химического состава вещества на границах фазовых переходов; 3) преобладании объема внутренней мантийной оболочки над внешними и, наконец, 4) больших размерах и массе земного ядра.

Эти различия вполне объяснимы более длительным периодом дифференциации недр Земли по сравнению с Фаэтоном, прервавшим эволюцию на относительно ранней стадии.

Таким образом, привлечение данных метеоритики и планетологии к исследованию ранних стадий развития Земли открывает новые более широкие возможности для изучения внутреннего устройства нашей планеты и протекающих в ее недрах физических процессов.

## **Литература**

1. Баренбаум А.А. *Галактика, Солнечная система, Земля: Соподчиненные процессы и эволюция.* М.: ГЕОС, 2002. 394 с.
2. Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С. *Планеты земной группы: Происхождение и ранняя эволюция.* М.: Наука, 1990. 296 с.
3. Додд Р.Т. *Метеориты: Петрология и геохимия.* М.: Мир, 1986. 384 с.
4. Браун Д., Массет А. *Недоступная Земля.* М.: Мир, 1984. 262 с.
5. Соботович Э.В. *Изотопная космохимия.* М.: Атомиздат, 1974. 208 с.
6. Виноградов А.П. *Космохимические проблемы // Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1974. № 7. С. 21–32.

---

**Ю.В. Баркин<sup>1</sup>**

## **Механизм тектонической активности Земли: глубинная геодинамика, ее современные проявления**

Цель доклада – изложить основы геодинамической концепции, опи-рающейся на механизм вынужденных относительных смещений, пово-ротов, взаимных деформаций и иных перестроек планеты, обусловлен-ных гравитационными воздействиями со стороны внешних небесных тел, и подтвердить ее правомерность современными геологическими данными, данными астрономических наблюдений, данными космиче-ской геодезии, гравиметрических и иных геофизических измерений. Хорошо известно, что имеющиеся геодинамические модели испытывают непреодолимые трудности при объяснении и интерпретации многих на-блюдаемых явлений. Это, в первую очередь, цикличность и энергетика процессов. А такие явления как инверсия, синхронность природных процессов, закономерности и упорядоченность геологических структур, широко наблюдаемые на Земле, планетах и спутниках Солнечной сис-темы (и даже на Солнце), зачастую, вообще не обсуждаются. С каждым годом в геодинамике и планетодинамике открываются все новые явле-ния, указывающие на реальность цикличности, инверсии, синхронности процессов и упорядоченности тектонических структур. И все более на-стойчивыми являются требования их объяснения.

Необходимость в создании новой геодинамической теории является очевидной. Слишком много из обнаруженных явлений остаются необъ-ясненными. Но оказывается, что многие из них могут быть поняты и объяснены с единых позиций, если в основу исследований положить предложенную мною геодинамическую модель. Эта модель опирается на небесно-механические представления о вынужденной относительной раскачке и проворачивании ядра, мантии и других оболочек Земли: «Земля представляет собой систему несферических эксцентричных обо-лочек (ядро, мантия, твердое ядро и др.), которые имеют различную структуру и распределение плотностей. Их моменты инерции и динами-

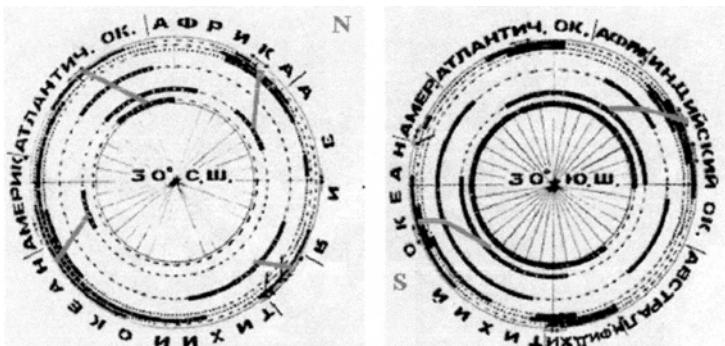
---

<sup>1</sup> Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ, Москва, Россия

ческие сжатия являются различными. С точки зрения механики это означает, что внешние небесные тела (Луна и Солнце) по-разному (дифференциаль но) воздействуют своим притяжением на отдельные оболочки. Они пытаются придать различные ускорения центрам масс оболочек и различные угловые ускорения их вращательным движениям. Этим самым внешние небесные тела ставят оболочки возбуждаемого тела в трудное положение, принуждая их толкать друг друга, мешать друг другу и бороться друг с другом. Т.е. между оболочками возникают мощные силовые взаимодействия: дополнительные силы, причем более значимые по величине, чем приливные силы, и огромные моменты сил, которые все время стремятся провернуть одну из оболочек относительно другой. Чем сильнее внешнее воздействие, тем сильнее прижимаются или растаскиваются оболочки. Если внешнее воздействие ослабевает, то и оболочки взаимно существуют более спокойно. Внешнее воздействие зависит от положения окружающих небесных тел. Но последние меняются циклически в различных шкалах времени. Это означает, что взаимодействия оболочек друг с другом также являются циклическими с набором частот, являющимся производным от базисных частот орбитальных движений небесных тел (совпадают с базисными частотами или являются их разнообразными комбинациями). Ясно, что указанные механические взаимодействия являются как бы изначальными, которые порождают затем последовательность всевозможных взаимодействий всех слоев оболочек, геодинамических и геофизических процессов (естественно также циклических)» [1].

При разработке указанной концепции явления цикличности, синхронности, инверсии процессов, явления упорядоченности геологических структур не были исключены из поля зрения, а наоборот, они были поставлены во главу угла, как важнейшие эмпирические данные. В результате была развита довольно стройная геодинамическая модель, позволяющая объяснить многие процессы, происходившие и происходящие на Земле и других небесных тел в различных шкалах времени, начиная от самых коротких часовых до геологических периодов. Более того, ряд геодинамических явлений удалось предсказать, а впоследствии получить их подтверждение. Естественно, что многие из существующих и новых проблем еще потребуют своего тщательного изучения.

В работе показано, что многие планетарные тектонические и геофизические процессы являются динамическими следствиями действия одного и того же механизма – относительных смещений, покачиваний и деформаций ядра, мантии и других оболочек Земли, которые вызываются дифференциальными гравитационными воздействиями со стороны внешних небесных тел (Луны, Солнца и др.). Показано, что механизм относительной раскачки и блужданий оболочек Земли является мощным источником энергии для всех эндогенных процессов. Простой энергетический критерий позволил оценить эндогенную активность основных тел Солнечной системы и расположить планеты и спутники по рангу их

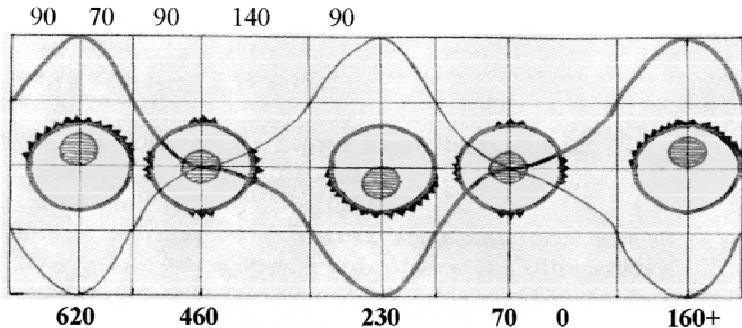


**Рис. 1.** Полярная инверсия зон аномальных сейсмических скоростей по томографическим данным. Томографические разрезы по параллелям 30°с.ш., 30°ю.ш. [3]. Явление скручивания зон аномальных сейсмических скоростей и оболочек мантии.

активности. В частности, в 2002 г. была предсказана высокая тектоническая активность Титана [1], получившая четкое подтверждение в исследованиях космической экспедиции «Кассини-Гюйгенс» (2005 г.).

Обосновывается единство процессов тектоники плит и плюмтектоники, их вынужденный характер и пространственно-временные корреляции, единство их цикличности в различных шкалах времени, включая геологическую шкалу. Обсуждаются сценарии формирования плюмов и горячих точек, формирования планетарных прогибов и поднятий. Обосновывается природа слоя  $D_2$  и предсказывается существование аналогичных слоев у Марса и других небесных тел. Даётся обоснование таким трудно объяснимым явлениям, как формирование грушевидной формы небесных тел и скручивание полусфер Земли. Предлагается обоснование биполярности Марса и других небесных тел, обсуждается явление геодинамической инверсии. Объясняется планетарная структура рифтовых зон. Даётся интерпретация явлению полярной инверсии зон аномальных сейсмических скоростей, явлению инверсии температурных режимов Северного и Южного полушарий Земли, выявленных по данным томографических исследований [3]. Обсуждается новое возможное явление – относительных прокручиваний слоев мантии (рис. 1).

Даётся обоснование или предлагаются сценарии циклов формирования суперконтинентов. Предлагается динамическая интерпретация явлению инверсии в эволюции системы Гондвана–Лавразия [4], [5] (рис. 2). На рис. 2 приведены графики вариаций напряжений в противоположных полусферах Земли при полярных смещениях ядра (утолщённая линия соответствует Северному полушарию). Схематически указывается положение континентов в периоды кульминаций суперконтинентов и в промежуточные периоды. Вверху рисунка цифры – геологические интервалы времени, внизу – даты кульминаций (в млн лет).



**Рис. 2.** Схема к сценарию формирования суперконтинентов и их инверсии

Для объяснения наблюдаемых скачкообразных вариаций геодинамических и геофизических процессов предлагается механизм резких спорадических относительных смещений ядра и деформаций мантии в определенные периоды времени (явление «галопирования ядра»). По-видимому, именно этот механизм приводит к скачкообразным вариациям осевого вращения Земли, вызывает скачки в значении фазы чандлеровского движения полюса, к резким сменам напряженного состояния в зонах катастроф.

Проявление глобальных геодинамических процессов и указанных выше явлений в современную эпоху в ряде случаев удается наблюдать современными высокоточными методами космической геодезии, астрометрии и геофизики. В частности, эти наблюдения подтвердили предсказанное автором явление относительных полярных смещений ядра и мантии в современную эпоху и явление удлинения широтных кругов Южного полушария и укорачивания – Северного [4, 5]. Получили объяснение недавно открытые явления векового дрейфа и годовой неприливной вариации силы тяжести и вариации высот в Потсдаме, Медисине (Италия), Сайова (Антарктика) и др., а также получили интерпретацию известные из наблюдений явления инверсии сейсмической активности полусфер Земли, инверсии активности вулканов зон субдукции и зон рифтинга и другие явления.

### Литература

1. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Изв. Секции Наук о Земле РАН. 2002. Вып. 9. С. 45–97.
2. Хайн В.Е., Зверев А.Т. Геодинамический анализ томографических карт // Докл. АН СССР. 1991. С. 221–225.
3. Божко Н.А. Геодинамическая инверсия в полярной системе северного и южного полушарий Земли // Вест. МГУ. Сер. 4, Геология. 1992. № 5. С. 27–38.
4. Barkin Yu.V., Vilke V.G. Celestial mechanics of the planet shells // Astronomical and Astrophysical Transactions. 2004. V. 23, N 6. P. 533–554.
5. Barkin, Yu.V., Shatina A.V. Deformation of the Earth's mantle due to core displacements // Astronomical and Astrophysical Transactions. 2005. V. 24, N 3. P. 195–213.

## Тектогенез как следствие синергии гравитационных, ротационных сил и градиентного температурного поля Земли на разных иерархических и глубинных уровнях

Физические процессы в Земле, стремящиеся уменьшить гравитационный потенциал ее слоев и теплосодержание, являются главной причиной тектогенеза. При гравитационной дифференциации глубинные массы, имеющие большую температуру, чем верхние слои Земли, поднимаясь и попадая в область декомпрессии, последовательно снижают свою вязкость. Это приводит к многоярусной адвекции (ограниченной по фазе конвекции), к формированию фрактальной структуры, в которой на крупном поднятии образуется серия мелких, а на каждом из них – серия еще более мелких поднятий. Упомянутые общие явления и их следствия в сумме обусловливают формирование и развитие всех главных структур Земли, а также крупнейших горизонтальных перемещений масс, во много раз превосходящих вертикальные по амплитуде.

Гравитационную дифференциацию как вертикальную, так и горизонтальную (в том числе изостатическую компенсацию) обеспечивает конвекция в слоях разной мощности и вязкости. Условия конвекции определяются критическими числами Рэлея:

$$R = \frac{\rho \cdot \beta \cdot \Delta T \cdot g \cdot H^3}{a \cdot \eta} = \frac{\Delta \rho \cdot g \cdot H^3}{a_1 \cdot \eta}, \quad (1)$$

где  $\rho$  – плотность;  $\beta$  – коэффициент объемного температурного расширения;  $\Delta T$  – разница температур внизу и вверху слоя;  $\Delta \rho$  – разуплотнение;  $H$  – мощность конвектирующего слоя;  $\eta$  – вязкость;  $a$  – коэффициент температуропроводности;  $a_1$  – коэффициент релаксации напряжений, если разуплотнение не связано с нагревом. Числитель формулы (1) определяет архимедову силу разуплотненных масс, интенсивность тектогенеза и морфологию структур. При достижении  $R_1 \approx 1,7 \cdot 10^3$  адвекция осуществляется в виде валов, а при  $R_2 \approx 10^4$  – в виде ячей [5]. Из (1) следует, что в подобных процессах конвекции или адвекции

$$C_{\Delta\rho} \cdot C_g \cdot C_H^3 = C_a \cdot C_\eta, \quad (2)$$

где  $C$  – множители подобия параметров, соответствующих упомянутым индексам. В природе, в отличие от центрифуг,  $C_g = 1$ . Из-за малой

<sup>1</sup> Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ) МПР, Москва, Россия

разницы температуропроводности пород  $a = (6 \div 13) \cdot 10^3$  см<sup>2</sup>/с можно принять  $C_a \approx 1$ . При малой разнице разуплотнения  $C_{\Delta\rho} \approx 1$ . Поэтому

$$C_H^3 \approx C_\eta. \quad (3)$$

То есть уменьшению вязкости на три порядка должно соответствовать уменьшение размера подобной системы на один порядок. Справедливость уравнения (3) подтверждается, если экстраполировать размеры и вязкость адвективных систем от ячеистых окраинных морей с попечником  $(1 \div 2) \cdot 10^3$  км, обусловленных подъемом астеносферы при  $\eta \approx 10^{20} \div 10^{21}$  П (пуаз), к экструдизам кремнекислых лав ( $1 \div 3$  км,  $\eta \approx 10^{11} \div 10^{12}$  П). Уравнение (3) дает основание к ранжированию конвективных (адвективных) геодинамических систем по размерным порядкам и искать их связи с геологическими структурами.

Системы I порядка, имеющие в литосфере размер до  $10^4$  км, обусловлены тепловой конвекцией в жидким ядре Земли и адвекцией мантии. Они отвечают четырем современным океанам, под которыми сейсмотомографией (А.Морелли, А.Дзевонский и др.) установлены поднятия поверхности ядра. Соответствие океанов ячейм конвекции подтверждается и тем, что на поверхности твердого ядра укладывается ровно четыре волны (по три в каждом малом круговом сечении) с длиной волн, равной мощности жидкого ядра. Отрицательным фазам волн соответствуют окраины Тихого океана, Восточная Африка, Тетис, Антарктида. Один из положительных максимумов совпадает с северным магнитным полюсом [1]. Древним Тихим океаном, вероятно, отвечала одноволновая неоднородность ядра (с положительной фазой под Тихим океаном), определяя главную асимметрию Западного и Восточного полушарий.

Развитие систем I порядка определяет разные условия образования и мощность астеносферы над положительными и отрицательными фазами волн [4]. Над отрицательными фазами, например, под морями Охотском и Фиджи,  $H \approx 300$  км [1, 2]. Восточнее, под океаном, например, по геотраверсу Япония–Гавайи,  $H \approx 170$  км [6]. В соответствии с формулой (1) отношение  $300^3 : 170^3 = 5,5$  близко к отношению критических чисел Рэлея  $R_2 : R_1 = 5,9$ . Этим, очевидно, объясняется то, что в океане проявлены поднятия в виде линейных хребтов, сопровождающихся магматизмом, а над отрицательными фазами волн I порядка (окраины Тихого океана, Тетис) развиты ячеистые поднятия астеносферы II размерного порядка. Подъем глубинных масс большой плотности, вызывающий увеличение гравитационного потенциала, неизбежно приводит к оттоку менее плотных верхних масс на периферию, образованию шейки растяжения и депрессии над центром поднятия. Это компенсирует как увеличение гравитационного потенциала, так и отток масс на глубине от периферии с подтоком к центру. Такое должно происходить как в нижней и средней мантии над поднятиями ядра, так и в литосфере над поднятиями астеносферы.

Системы II размерного порядка имеют принципиально разную геодинамику, если они отвечают разным числам Рэлея. Валы в астеносфере при  $R_1$  обеспечивают лишь соскальзывание с них литосферных плит от СОХ и раскрытие центральных частей океанов. Независимые от них ячеистые поднятия астеносферы при  $R_2$  обеспечивают более интенсивный тектогенез и более сложный структурный комплекс. Ячей могут соответствовать как окраинным межматериковым морям, так и внутриконтинентальным провинциям типа Паннонско-Карпатской. Восходящий поток глубинных масс в центре ячей сопровождается интенсивным латеральным оттоком по периферии, образованием глубоководного желоба, характеризуемого отрицательной гравитационной аномалией. Развитие ячеистой адвекции приводит к центробежной (в сторону желоба) обдукции масс литосферы в виде глубинного покрова пеннинского типа и одновременно к центростремительной субдукции в виде сжатой синклинали. Так создается S-образная в вертикальном сечении зона обдукции-субдукции [3]. Расплющивание пород в ней параллельно осевым поверхностям складок приводит к региональному метаморфизму. Пологие зоны рассланцеванных пород обеспечивают тектоническую расслоенность и будущие поверхности скольжения глубинных масс на большие расстояния.

Восходящий поток масс в центре ячей может блокировать зону субдукции и извлекать вверх часть метаморфизованных толщ. Часть последних сползает в виде аллохтонов в сторону глубоководного желоба, образуя внешние, невулканические островные дуги. Оставшиеся автохтонные толщи служат фундаментом внутренних, вулканических островных дуг и краевых вулканоплутонических поясов. S-образная зона обдукции-субдукции обеспечивает одновременное наращивание гранит-метаморфического и гранулит-базитового слоев, формирующих континентальный тип земной коры. Мощная энергетика ячеистых мантийных диапиров II порядка («плюмов») приводит к смешению периферических масс на смежные площади, такие как Палеоуральский квазиокеанический бассейн и шельф платформы. Возникшая в результате этого гравитационная неустойчивость обуславливает адвекцию автохтонных масс с развитием крупных массивов палингенных калиевых гранитов и аллохтонных орогенных блоков, сопровождаемых молассой в смежных прогибах. Ячей II порядка чередуются в пространстве с шагом между их центрами около 1–2 тыс. км.

Подъем глубинных масс в область декомпрессии в системах II порядка приводит к дальнейшему снижению вязкости и развитию на них волнообразных осложнений (систем III порядка) с шагом около 300 км. Они фиксируются периодическими изменениями концентрации очагов землетрясений в верхней части астеносферы под окраинными морями, а также периодическим чередованием областей с интенсивным и менее интенсивным проявлением магматизма и эндогенной металлогенезии в вулканических поясах [1, 2]. Согласно (3), вязкость пород в поднятиях III порядка оценивается в  $10^{17}$ – $10^{18}$  П. Они предваряют зарождение магматических очагов в верхней их части при вязкости  $10^{14}$  П и меньше.

Очаги и надочаговые структуры – вулканы, вулканогенно-рудные узлы – системы IV порядка. В разных геодинамических обстановках они образуют цепочки с расстоянием между центрами звеньев около 30 км или кратно этой величине [1, 2]. Такая закономерность присуща и вулканам внутриплитного Гавайского хребта. Поэтому омоложение его вулканов с северо-запада на юго-восток логичнее связывать с последовательным ростом мантийного вала и волнообразных осложнений на его простирации, а не с движением Тихоокеанской плиты над единой горячей точкой, как часто принято считать.

На развитие структур I и II порядков заметное влияние оказывает ротационный режим планеты. Поднимающиеся при гравитационной дифференциации массы за счет переноса части ротационного количества движения тормозят вращение верхних оболочек Земли, а опускающиеся ускоряют вращение нижних. То, что континенты Северного полушария, судя по окраинам древнего Тихого океана, в целом смещены («закрученны») как по левым сдвигам примерно на  $35^{\circ}$  относительно южных частей окраин, может быть следствием этой причины. Наибольшая разность окружной скорости оболочек Земли в приэкваториальной области обеспечивает здесь наибольшие амплитуды перемещений по трансформным разломам. Большая скорость вращения нижних оболочек приводит к тому, что мантийные ячей на западе Пацифики стремятся отойти в сторону океана, создавая асимметрию окраинных морей и смешая островные дуги, а на востоке уходят под надвигающийся континент. С этим же связано увеличение крутизны сейсмофокальных зон западного падения и более пологие восточные падения.

## Литература

1. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. М.: ЦНИГРИ, 1999. 263 с.
2. Барышев А.Н. Позиция крупнейших рудных районов и узлов в системе адвективных структур Земли // Отечественная геология. 2001. № 2. С. 6–11.
3. Барышев А.Н. Субдукция и проблемы ее палеореконструкций // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 50–62.
4. Барышев А.Н. Конвекция в жидком ядре Земли, расположение нижней мантии – основа условий астенизации верхней мантии, дивергенции и конвергенции крупнейших масс литосферы // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 37–40 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
5. Гончаров М.А., Талицкий В.И., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 496 с.
6. Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Плотностная модель тектоносферы вдоль геотрaversа Япония–Гавайи // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 3–22.

## **Глубинная геоэлектрическая модель рамповой структуры Чуйской впадины Горного Алтая по данным магнитотеллурических зондирований**

После разрушительного Алтайского землетрясения, произошедшего в 2003 г. в районе Чуйской впадины, особенно актуальными стали работы по геодинамике и глубинному строению этого региона. Анализ имеющихся геолого-геофизических материалов [1, 2] выявил благоприятные условия для изучения глубинного строения земной коры эпицентральной зоны землетрясения магнитотеллурическими методами.

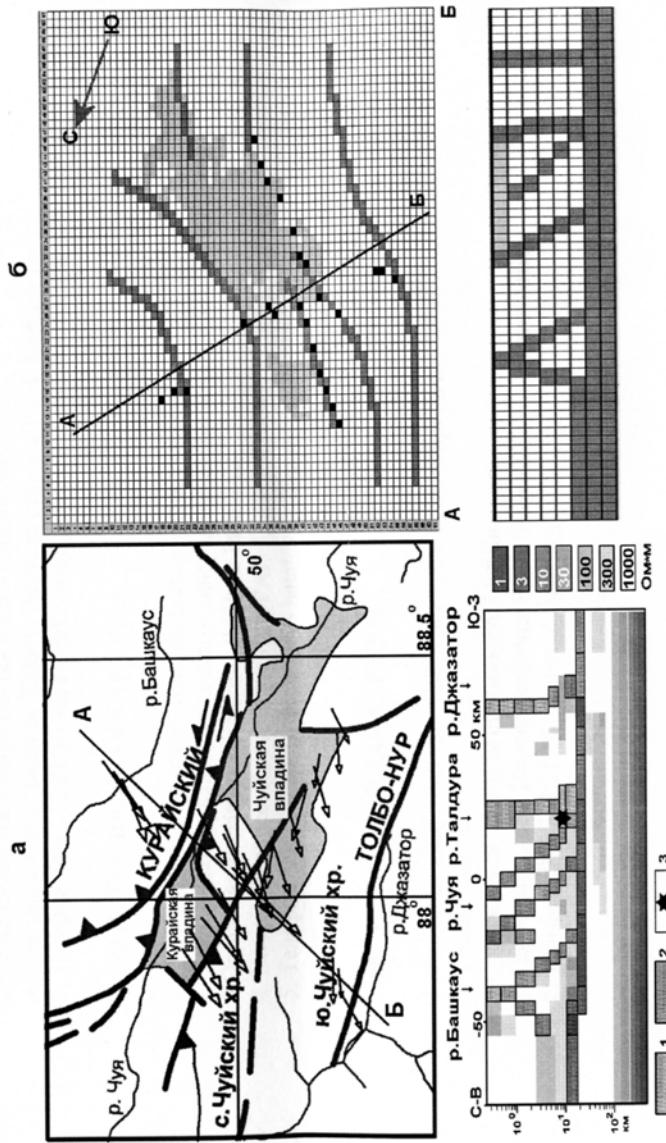
Чуйская впадина входит в Курайско-Чуйскую систему альпийских межгорных впадин (рисунок, фрагмент а), возникшую на месте раннепалеогеновой денудационной равнины. Основной особенностью новейшей структуры территории являются разломные границы впадин с обрамляющими их горными сооружениями. Разломы, отделяющие Курайский хребет от впадин, имеют сдвиговый и взбросо-надвиговый характер. При вздымании части днища впадины образовался Чаган-Узунский горст, разделивший Курайско-Чуйскую впадину на Курайскую и Чуйскую.

В 2004 г. на Научной станции РАН в г. Бишкеке выполнены МТЗ по двум региональным профилям длиной более 100 км каждый. Профили пересекаются в Чаган-Узунском горстовом массиве, вблизи эпицентра Алтайского землетрясения. Разбивка профилей осуществлялась исходя из возможностей и ограничений, накладываемых применяемым двумерным моделированием. Для выполнения зондирований по профилям использовались два магнитотеллурических полевых измерительных комплекса МТ-ПИК, созданных сотрудниками НС РАН. Частотный диапазон регистрации вариаций магнитотеллурического поля составлял от 0,1 до 1600 с.

Для качественной интерпретации магнитотеллурических данных, полученных в Чуйской впадине, использовалась методика [3] позволяющая определять на качественном уровне геометрические характеристики структур и их электрическую размерность. Полученная на этом этапе информация тестировалась с помощью программ автоматизированной двумерной инверсии, разработанной И.М. Варенцовым и Н.Г. Голубевым. Реальные векторы Визе ( $ReWxy$ ), показанные на рисунке для  $T=1600$ , ориентированы в основном на ЮЮЗ-ССВ, т.е. ортогонально по отношению к крупным региональным структурам, которые формируют региональное МТ-поле и имеют простиранье на СЗЗ-ЮВВ. Поэтому мы предпочтаем его продольному профилю при выполнении двумерного моделирования. Стартовой моделью для первого расчета являлось однородное полупространство. В результате инверсии магнитовариационных данных и фазы импеданса выделена двумерная структура проводящих объектов, с осью однородности вдоль СЗЗ-ЮВВ, состоящая из корового проводящего

---

<sup>1</sup> Научная станция (НС) РАН в Бишкеке, Кыргызстан



**Рисунок.** Построение 3D-модели территории Чуйской и Курайской впадин  
 а – схема кайнозойской тектоники Алтая по: [1] с 2D-моделью по линии А–Б, стрелками показаны векторы Визе (ReW) для  $T=1600^{\circ}\text{C}$ ; 1 – субвертикальные проводящие зоны, 2 – коровый проводник, 3 – положение гипоцентра Алтайского (2003 г.) землетрясения; б – 3D-модель территории Чуйской и Курайской впадин со схематическим разрезом вдоль линии А–Б, черными квадратами показаны ячейки модели, в которые попадают пункты МГЗ, светло-серым выделены Чуйская и Курайская впадины, темно-серым показаны выходы на поверхность субвертикальных проводящих зон

слоя с субгоризонтальным залеганием и суммарной продольной проводимостью около 1000См и субвертикальных проводников, распространяющихся от корового проводящего слоя (20 км) к поверхности.

Наблюдается приуроченность крупных разломных зон, показанных на схеме кайнозойской тектоники Алтая, к выходам наклонных и субвертикальных электропроводящих зон. Пространственное совпадение электропроводящих зон и крупных разломов на линии профиля, а также совпадение ориентации электромагнитных параметров с азимутами простирания разломов, указывает на то, что эти разломные зоны в геоэлектрической модели отображаются как субвертикальные и наклонные проводящие структуры.

Верхняя часть трехмерной модели составлена по данным малоглубинных электромагнитных зондирований – ВЭЗ и ЗС [2]. В глубинную часть стартовой 3D-модели включены структуры, формирующие двумерное магнитотеллурическое поле, которые были выделены при 2D-интерпретации – это коровый проводящий слой и субвертикальные проводящие тела, соответствующие крупным разломным зонам. Глубина залегания корового проводящего слоя в 3D-модели – 20км, а суммарная продольная проводимость – 1000См.

Как в реальных условиях, так и в 3D-модели, ориентацию теллурическим токам могут задавать не только субвертикальные проводники, соответствующие крупным разломным зонам, но и двумерные неоднородности корового проводящего слоя, как это наблюдается на Тянь-Шане. Решение вопроса о разделении влияния субвертикальных зон и неоднородностей корового проводника остается за трехмерным моделированием. На этапе построения модели эту особенность исследуемого района мы учитываем следующим образом: направление течения токов (ССЗ-ЮЮВ) совмещается с осью «Х» модели, т.е. осуществляется поворот карты разломов и осадочного чехла Чуйской впадины (восточное направление отклоняется от оси «Х» на 60° против часовой стрелки). Выполнением этой процедуры достигается следующее – модельные кривые кажущегося сопротивления Roxy и Roux соответствуют наблюденным кривым кажущегося сопротивления, пересчитанным на азимуты 30° и 120°. Стартовая 3D-модель приводится на рисунке, фрагмент б.

При 3D-моделировании применялась программа расчета магнитотеллурических параметров, разработанная американским геофизиком Ренди Маки. Для осадочного чехла и палеозойского фундамента Чуйской и Курайской впадин использовались значения удельных сопротивлений, определенные при повторной интерпретации материалов ВЭЗ и ЗС современными программами [2]. В глубинной части модели значения удельных сопротивлений определялись при расчете 2D-инверсии магнитотеллурических и магнитовариационных данных по поперечному профилю. При сопоставлении наблюденных кривых МТЗ с модельными особое внимание уделяется характеру поведения кривых и их форме. Очевидно, что, установив для 3D-модели двумерную глубинную часть,

мы не вправе ожидать полного соответствия полевых наблюденных данных расчетам, так как геологические структуры, характеризующиеся высокой степенью двумерности, весьма редки, но подобие экспериментальных и модельных кривых кажущегося сопротивления даже для двумерной глубинной части наблюдается по всем пунктам МТЗ. Дальнейшее приближение 3D-модели к реальной геоэлектрической структуре производилось заданием в плане субвертикальным проводникам 3D-модели конфигурации разломных зон согласно тектонических карт. Опыт построения 3D-моделей глубинного геоэлектрического строения эпицентральной зоны Алтайского (2003 г.) землетрясения являются актуальными и для других активных регионов. Трехмерное моделирование, детализируя имеющиеся двумерные геоэлектрические модели, существенно расширит границы получаемой с помощью электромагнитных методов информации о глубинной структуре.

### Литература

1. Буслов М.М. Кайнозойская тектоника и геодинамика Горного Алтая // Геология и геофизика. 2005.
2. Неведрова Н.Н., Эпов М.И., Антонов Е.Ю., Дучков А.Д., Дащевский Ю.А. Реконструкция глубинного строения Чуйской впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 9. С. 1399–1416.
3. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Мерцикова Н.А. Об обратной задаче зондирования с использованием магнитотеллурических и магнитовариационных данных. М.: МАКС Пресс, 2000. 68 с.

---

**Д.М. Бачманов<sup>1</sup>, В.Г. Трифонов<sup>1</sup>, А.В. Мицолайчук<sup>2</sup>,  
Ф.А. Вишняков<sup>1</sup>, А.А. Зарщиков<sup>3</sup>**

### Кёкёмерен-Минкушская зона как проявление транспреSSIONи в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня

Принято считать, что продольные новейшие структуры Центрально-го Тянь-Шаня (ЦТШ) – антиклинали горных хребтов и синклинали межгорных впадин, нередко ограниченные и осложненные продольными взбросами и надвигами, – возникли в условиях поперечного горизонтального сжатия. Однако В.И. Макаров и М.Л. Копп, основываясь на кулисном расположении этих структур, предположили наличие вдоль ЦТШ левосдвиговой компоненты перемещений, а К.Е. Абдрахматов и В.Г. Трифонов обосновали ее присутствие у некоторых продольных активных разломов. Цель доклада – показать, что в ЦТШ существуют узкие сложно дислоцированные линейные депрессионные зоны, в которых

---

<sup>1</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, Бишкек, Кыргызстан

<sup>3</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

левосдвиговая компонента продольных новейших перемещений соизмерима с поперечным укорочением или превосходит его. Примером таких структур является Кёкёмерен-Минкушская зона (КМЗ), примерно совпадающая с линией Николаева (границей Северного и Срединного Тянь-Шаня) и прослеженная от Кетмень-Тюбинской впадины, примыкающей к Таласо-Ферганскому правому сдвигу, на восток до оз. Сонкель.

Слагающие КМЗ мезозойские и кайнозойские отложения смяты в сложные и нередко крутые складки, ограничены и нарушены серией продольных разломов. Большинство из них характеризуется крутым наклоном и взбросовым типом вертикальных смещений. Исключением является надвиг южного борта структуры, обычно наклоненный на юг под углами 40–55° и местами переходящий в небольшие тектонические покровы. Вместе с тем, штриховка на плоскостях разломов обычно ориентирована не по восстанию, а под средними или пологими углами и иногда почти горизонтально. По многим продольным разломам выявлены позднечетвертичные левые смещения речных и овражных долин на десятки и первые сотни метров. Они соизмеримы с одновозрастными взбросовыми смещениями по тем же разломам, но иногда превосходят их. Так, среднеплейстоценовая палеодолина, прежде служившая низовьями одного из притоков Кёкёмерена и позднее покинутая из-за его перехвата, смещена влево на ~700 м, тогда как вертикальное смещение, которое можно синхронизировать с этим сдвигом, не превосходит 15 м.

Помимо особой структурной позиции, линейности, проявлений интенсивного поперечного сжатия и значительного продольного левого сдвига, КМЗ отличается от большинства межгорных впадин ЦТШ другими особенностями, в частности, разрезом слагающих пород, в котором на красноцветах C<sub>1</sub> или более древних образованиях снизу вверх залегают:

(1) юрские отложения мощностью до нескольких сотен метров – песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с пластами каменного угля;

(2) фрагментарно распространенная коктурская свита E<sub>1-2</sub> (до 30 м) – гравелиты, пуддинговые гравелиты, супеси и суглинки (переотложенная кора выветривания), в которой нами впервые для срединных частей ЦТШ обнаружен покров базальта, который, согласно определению И.В. Чернышова и В.А. Лебедева (ИГЕМ РАН), имеет K-Ag возраст 68,4±2,3 млн лет;

(3) мощная (до 1000 м) толща слоистых аллювиальных конгломератов до валунных с маломощными прослойками гравелита, песчаника и алевролита, отвечающая по своему стратиграфическому положению киргизской свите E<sub>3</sub>; галька сложена исключительно материалом, происходящим с юга, из Срединного Тянь-Шаня, и представленным известняками C<sub>1</sub> (55%), красноцветными песчаниками и алевролитами О или C<sub>1</sub> (36%), кварцем и окварцованными породами (9%);

(4) бурая, выше – пестроцветная толща мощностью до 1000 м, сложенная в нижней части загипсованными глинами с пластами гипса, а выше – чередованием глин, алевролитов, песчаников и, реже, гравелитов; на западе эта часть толщи загипсована, но на востоке гипсы сменя-

ются прослойями мергеля, мергелистого песчаника и алевролита; толща содержит пресноводных гастропод и по облику и составу сходна с неогеновой нарынской свитой соседних межгорных впадин;

(5) шарылдакская свита  $N_2^3-Q_1$  – буровато-серая слоистая толща мощностью до первых сотен метров конгломератов и конгломератобрекчий, гравелитов и песчаников; плохая окатанность свидетельствует о недалеком сносе пролювиального типа; состав гальки переменчив, но в нем непременно присутствуют обломки гранитов Северного Тянь-Шаня; в одном из обнажений на западе зоны галька сложена гранитами и гранодиоритами (56%), окремнелыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами О? (20%), базальтами и андезито-базальтами (13%), окремнелой кислой лавой (2%), жильным кварцем (9%); в породах гравийной и грубопесчаной размерности доля гранитного материала возрастает: они состоят в основном из гранитной дресвы;

(6) галечники и лёссовидные суглинки – пролювий древних горных долин, аллювий высокой ( $Q_2$ ) и низких ( $Q_3$ ) террас р. Кокмерена и его притоков.

Указанные отложения распространены неравномерно. Выклиниваются, срезаясь новейшими отложениями, юрская толща. Конгломераты (3), мощные на востоке и в южной части зоны, севернее быстро исчезают из разреза, и неогеновые пестроцветы залегают непосредственно на юре или палеозое. В западной части зона разделяется на два «рукава», разделенных выходами палеозоя. Узкий южный «рукав» сложен толщей (2), а в северном она отсутствует. При этом комплексы (1)–(4) как на севере, так и на юге сменяют друг друга без видимого углового несогласия. Между красноцветами  $C_1$ , юрой и кайнозоем отмечены лишь слабые азимутальные несогласия, а конгломераты (3) и неоген (4) связаны на юге зоны постепенным переходом. Первые признаки углового несогласия появляются лишь в основании толщи (5), а в основании четвертичных покровных отложений несогласие повсеместно. Таким образом, сложная структура КМЗ формировалась лишь с конца плиоценена и наиболее интенсивно – в квартере. Показателен в этом отношении останец тектонического покрова у фронта южного надвига зоны западнее устья р. Минкуш. Он смят в синформу вместе с подстилающими комплексами (4) и (5), но несколько положе, и несогласно перекрыт среднеплейстоценовыми галечниками высокой террасы р. Кёкмерен.

При столь молодом возрасте большинства дислокаций загадочным выглядит образование конгломератов (3), слагавших узкую речную долину и возникших за счет сноса материала только с юга. Грубый состав конгломератов, казалось бы, предполагает, что тогда в Срединном Тянь-Шане существовали значительные эродируемые поднятия. Но этому противоречит относительно тонкий (преимущественно гравийно-песчаный) состав киргизской свиты в расположенных южнее Нарынской и Тогуз-Торауской впадинах. В северной части КМЗ неогеновые глины с маломощным и невыдержаным базальным горизонтом местами (с. Караджагач) залегают

на рыхлой коре выветривания, возникшей на палеозойских гранитах, т.е. до неогена там сохранялся ненарушенный пенеплен. Об отсутствии высоких поднятий свидетельствует и гравийно-песчаный состав киргизской свиты в расположенной севернее Джумгольской впадине.

Таким образом, формирование конгломератов (3) в КМЗ не было связано с возникновением и эрозией высокого горного рельефа. В составе конгломератовой толщи преобладают нижнекаменноугольные отложения, современные выходы которых имеют покровно-надвиговое строение. Считается, что покровы образовались в конце палеозоя. Можно допустить, однако, что в олигоцене в результате неотектонической активизации, обусловленной начавшейся коллизией, развитие покровов возобновилось в условиях низкогорья. Перед областью покровообразования возникла узкая рамповая долина, ограниченная надвигами на юге и взбросами на севере, которые, возможно, уже тогда имели левосдвиговую компоненту перемещений, но не сопровождались складчатыми деформациями. Отторженные фрагменты покровов поступали в долину в виде олистолитов. Дальнейший водный размыв и перенос преобразовал их в конгломераты и конгломерато-брекции. В миоцене контрастность рельефа уменьшилась, но при этом возникли источники сноса не только на юге, но и на севере, о чем свидетельствует появление в толще (5) обломков палеозойских гранитов. Активизация транспрессии и резкое усиление горообразования имели место в конце плиоцена и особенно в плейстоцене.

Линейные депрессионные структуры, ограниченные и нарушенные продольными разломами, есть и в других частях ЦТШ. Таковы, например, узкая Каракольская зона, связывающая Сусамырскую и Кочкорскую межгорные впадины, и Чон-Кеминская зона севернее Иссыккульской впадины. В обеих зонах, наряду с признаками поперечного укорочения, выявлены позднечетвертичные левосдвиговые смещения по продольным разломам. Наряду с этими и другими сходными продольными линейными зонами транспрессивного типа развивались правые сдвиги северо-западного простирания. Их кинематика отчетливо проявилась в эпоху четвертичной активизации. Но, возможно, сочетание этих разнородных структур заложило еще в начале неотектонического этапа, предопределив угловатые очертания новейших межгорных впадин ЦТШ.

**Т.Я. Беленович<sup>1</sup>, Ю.Г. Кутинов<sup>1</sup>**

## **Новейшая и современная геодинамика Севера Евразии**

В связи со сложностью познания процессов, происходящих в недрах Земли, для решения многих теоретических и практических задач геодинамики необходимо получение сведений о параметрах сейсмичности и

---

<sup>1</sup> Институт экологических проблем Севера (ИЭПС) УрО РАН, Архангельск, Россия

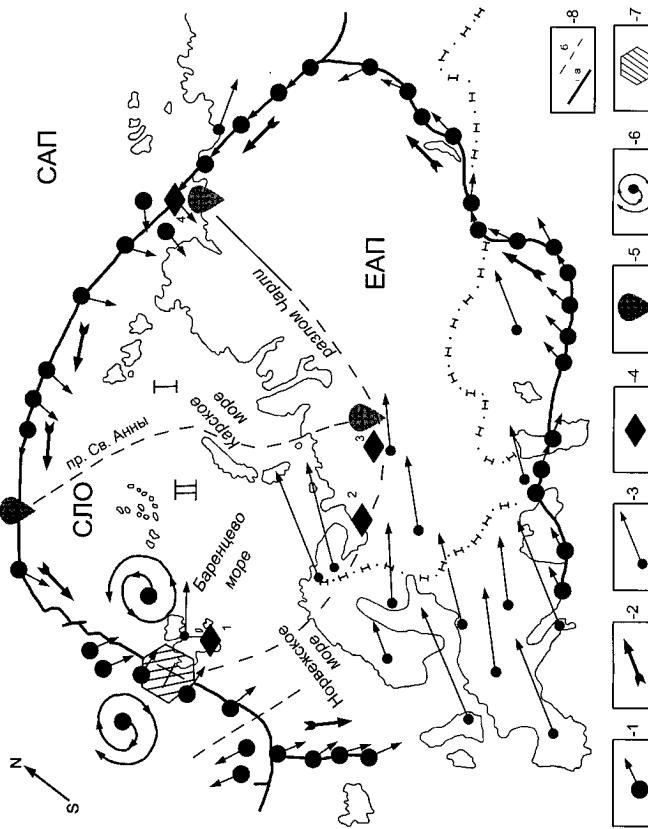
фокальных механизмах очагов землетрясений и на их количественной основе – сведений о напряженно-деформируемом состоянии земной коры, которая является одним из немногих непосредственных проявлений характера тектонической жизни любого региона.

Настоящие исследования выполнены на основе комплекса экспериментальных и расчетных методов с использованием элементов тензорного анализа, расчетных формул механики трещиноватых сред. Для оценки геодинамического режима использовалась оригинальная авторская разработка по расчету векторов скольжения горных масс, определение каждого из которых основано на использовании данных о фокальных механизмах очагов землетрясений, что позволяет получать новые представления о напряженно-деформируемом состоянии земной коры [1, 2].

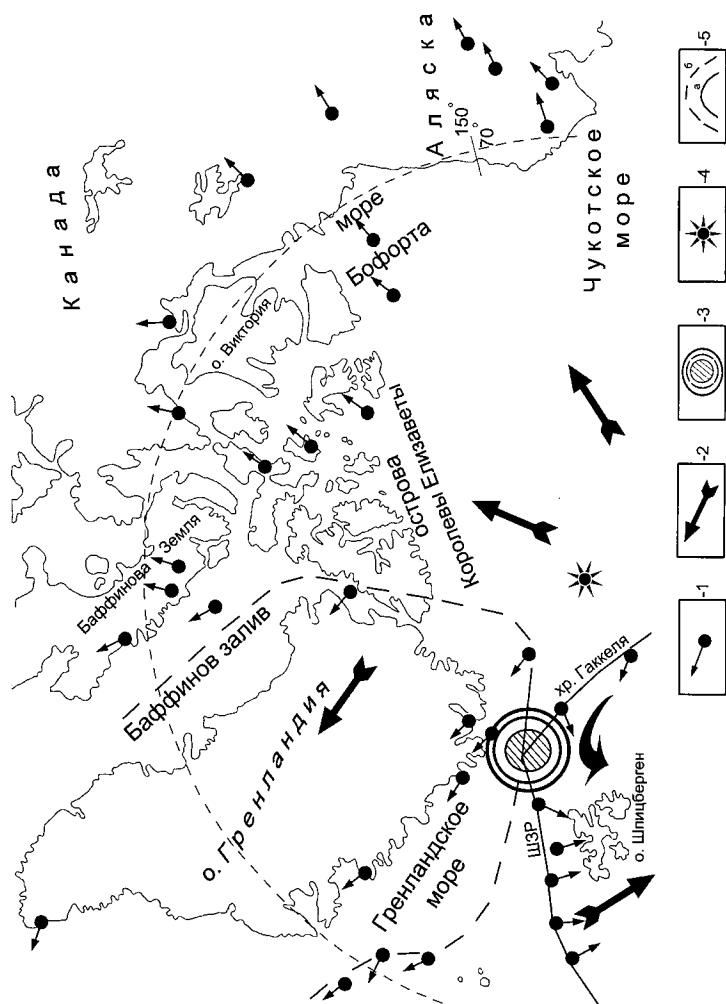
Основные результаты исследований базируются на анализе сейсмичности, фокальных механизмов очагов землетрясений, направлений векторов скольжения горных масс и данных спутниковой геодезической сети GPS [3, 4]. Геодинамический режим, на наш взгляд, необходимо рассматривать на трех взаимоувязанных уровнях: глобальном, региональном и локальном. И только на основе комплексного анализа перечисленных уровней можно создать корректную геодинамическую модель земной коры Севера Евразии. На рис. 1 представлена комплексная карта геодинамического режима Арктического сегмента, на которой показаны очаги сильных ( $M \geq 5,0$ ) землетрясений с указанием направления векторов скольжения горных масс вдоль южной и северной границ Евроазиатской плиты.

Как видно из рисунка, изменение в направлении векторов происходит от юго-восточной границы хребта Гаккеля и продолжается с левосторонним заворотом вплоть до Шпицбергенской зоны разломов и хребтом Книповича, где происходит резкий разворот направления векторов. Полученные данные, на наш взгляд, говорят об автономном левостороннем вращении Евроазиатской плиты относительно собственного центра.

В настоящее время считается установленным фактом, что современная геодинамика литосферы Арктического региона определяется взаимодействием двух крупнейших литосферных плит: Евроазиатской и Северо-Американской. Исследования, проведенные авторами, позволяют сделать вывод о том, что при анализе современной геодинамики Севера Евразии необходимо принимать во внимание также смещение Гренландской плиты относительно Евроазиатской и Северо-Американской. Как видно из рис. 2, векторы скольжения в пределах Северо-Американской плиты относительно Евроазиатской ориентированы веерообразно с северо-востока (п-ов Аляска) на северо-запад в Гренландское море. Крупными стрелками показаны генерализованные направления: севера Евроазиатской, Гренландской и Северо-Американской литосферных плит. Что касается границы между Гренландской и Северо-Американской литосферными плитами, то современные (за последние 50 лет) данные по сейсмичности свидетельствуют о том, что смещения по границе активизировались. Анализируя в комплексе направления векторов в пределах рассмотренных ли-



**Рис. 1.** Комплексная карта геодинамического режима Арктического сегмента ( $M \geq 5,0$ ) землетрясений вдоль южной и северной границ Евроазиатской плиты: 1 – направления скользящения горных масс в очагах сильных ( $M \geq 5,0$ ) землетрясений вдоль отмеченных границ, 3 – движение согласно спутниковой геодезической сети GPS; 4 – генеральными зонами, в пределах которых проявлялись левосдвиговые смещения; 5 – полюса вращения литосферных плит; 6 – схемы разнотипной (лево- и правошторонней) миграции в отложениях слабых ( $M = 2,8–3,5$ ) землетрясений; 7 – расположение предполагаемой зонь-перемычки, разграничающей разнотипную миграцию; 8 – границы: Евроазиатской литосферной плиты (б), Литосферные микроплиты и суперблоков (а), Литосферные плиты: ЕАП – Евроазиатская, САП – Северо-Американская; СЛО – Северный Ледовитый океан



**Рис. 2.** Схема направления векторов скольжения горных масс в очагах сильных землетрясений в пределах Северо-Американской, Гренландской и севера Евроазиатской литосферных плит  
 1 – направления векторов; 2 – генерализованное направление векторов в пределах указанных плит; 3 – тройное сочленение межплитных границ (возможный полюс Эйлера); 4 – Северный полюс; 5 – северная граница Евроазиатской плиты (а), вероятная граница Гренландской плиты (б)

сферных плит, авторы пришли к выводу, что их взаимодействие образует тройное сочленение межплитных границ. Анализ сейсмичности в пределах Срединно-Арктической сейсмоактивной зоны показал, что тройным сочленением является асейсмичный блок (или возможный полюс Эйлера). Полюс Эйлера является центром вращения при движении плит относительно друг друга – это единственная точка, неподвижная относительно трех плит. Его положение в пределах Срединно-Арктического хребта совпадает с зоной сочленения хребта Гаккеля со Шпицбергенской зоной разломов, где происходит резкое изменение в простирации хребта от субширотного к субмеридиональному. Эта область (блок) является и сочленением двух глобальных Северо-Атлантической и Арктической геодинамических систем. Из вышесказанного следует вывод, что Евроазиатская плита, перемещаясь относительно полюса вращения между Северо-Американской и Гренландской литосферными плитами, вращается относительно собственного центра, который предположительно находится в районе Урала в пределах Полюдовского поднятия (см. рис. 1, пункт 3) [5].

Как следует из рис. 1, генеральным направлением смещения европейской части континента (из анализа современных движений согласно данных спутниковой геодезической сети GPS) является северо-восточное. Векторы скольжения горных масс в очагах сильных ( $M \geq 5,0$ ) землетрясений вдоль южной границы Евроазиатской плиты также направлены на восток, вплоть до Верхоянского хребта, где затем они меняют свою ориентировку с широтного на меридиональное. Верхоянский хребет, вероятно, играет здесь роль «буфера».

Далее, в пределах Евроазиатской плиты были проанализированы четыре региональные зоны, в пределах которых также выделены левосторонние вращения. На рис. 1 они показаны условными знаками 1–4. К этим зонам относятся: район о-вов Шпицберген (1); морфоструктурный узел сочленения Беломорского геоблока и Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны (2); Полюдовское поднятие (3); Лаптевоморский шельф (4).

Объединяя по геодинамическим признакам воедино данные четырех исследуемых зон, авторами статьи [5] в пределах Евроазиатской литосферной плиты выделили микроплиту, по границе которой проявляются левосторонние смещения. На востоке, вплоть до Уральских гор, эта граница совпадает с трансформным разломом Чарли [6], далее на запад – проявляется отрывочными фрагментами зон глубинных разломов. Все три полюса вращения, как изображено на рис. 1, расположены в пределах ее границы.

При анализе батиметрической карты рельефа дна Северного Ледовитого океана обнаружено, что первый и третий полюса вращения также приурочены к границе, которая четко прослеживается по значениям изобат от севера через прогиб Св. Анны, далее вдоль Новой Земли продолжается на континент в пределы границы Уральского пояса и Предуральского прогиба, разделяя микроплиту на два (I, II) суперблока, геодинамические процессы в пределах которых различаются.

В заключение отметим, что полученная модель позволяет сделать вывод о сложном пространственном взаимодействии геодинамических процессов различных рангов, формирующих нелинейную структуру напряженно-деформированного состояния земной коры, где взаимодействие блоков реализуется в условиях стесненных вращательных движений.

Величины напряженного состояния земной коры, определяющие особенности внутриплитной сейсмичности, зависят в основном от интенсивности глобальных касательных напряжений в литосфере. Незначительные подвижки, например, изменение угла левостороннего поворота Евроазиатской плиты и, как следствие, выделенной микроплиты, приведут к искажению существующих региональных и локальных полей напряжений, а также к изменению структурно-вещественных неоднородностей в земной коре в их пределах и вне их.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64430).

## Литература

1. Беленович Т.Я. Современная геодинамика Тянь-Шаня по сейсмологическим данным: Автoref. дис... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1992. С. 39.
2. Sykes L.R. Mechanisms of earthquakes and nature of faulting on the midoceanic ridges // J. Geophys. Res. 1967. V. 72, № 2. P. 2131–2153.
3. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
4. Уткин В.И. Новейшая геодинамика и наследованное движение Евроазиатского континента // Ураль. геофиз. вестн. 2003. № 5. С. 78–82.
5. Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я. Геодинамический режим Арктического сегмента по сейсмологическим данным // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере: Материалы XI междунар. науч. конф. Сыктывкар, 2005. С. 206–208.
6. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (отв. ред. Н.А. Богданов; В.Е. Хайн). М. 1998. 127 с.

**В.В. Беляевский<sup>1</sup>, А.Н. Егоркин<sup>1</sup>, Е.Е. Золотов<sup>1</sup>,  
М.Н. Бердичевский<sup>2</sup>, И.В. Бугаенко<sup>3</sup>, Т.И. Бурахович<sup>3</sup>,  
К.М. Каримов<sup>4</sup>, С.Н. Кулик<sup>3</sup>, В.Г. Сибгатуллин<sup>5</sup>, Л.А. Шумлянская<sup>3</sup>**

## **Сейсмоэлектрические параметры тектоносферы Евразийского складчатого пояса**

Средиземноморско-Азиатским поясом сжатия и сводово-глыбовым Трансазиатским рифтовым поясом Наливкина, пересекающихся в пределах Евразийский складчатый пояс является уникальной континентальной системой, представленной Тянь-Шаня и Памира. Анализ результатов глубинных исследований методами МТЗ, ГСЗ и МОВЗ, проведенный в пределах Карпатского, Кавказского, Тянь-Шаньского, Памирского, Алтайского и Байкальского секторов пояса, показал следующее.

1. Рифтовым системам соответствуют астеносфера с  $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  (Байкальская впадина) и проводящие толщи с  $\rho = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  в коре. Близкая ситуация имеет место в коре Нарынской и Чу-Илийской впадин, что отвечает жидкой мантии с  $\Phi = 1,5\text{--}0,7\%$  и пористой коре с  $\Phi = 1,5\text{--}3\%$ . Мантийные аномалии с  $V_p = 7,8 \text{ км}/\text{s}$  и с дефицитом  $\Delta V = 0,5 \text{ км}/\text{s}$  дают  $\Phi = 1,7\%$ , а в коре аномалии с  $V_p = 5,6\text{--}6,1 \text{ км}/\text{s}$  и с  $\Delta V = 0,3\text{--}0,5 \text{ км}/\text{s}$  отвечают  $\Phi = 1,5\text{--}4,0\%$  при тепловом потоке выше  $90 \text{ мВт}/\text{м}^2$ . В первой впадине астенолит расположен на 20, во второй – на 50, а в Чу-Илийской впадине на 80 км [1, 3]. Амыло-Кандитская «рифтовая» имеет  $\Delta V_p = 0,15 \text{ км}/\text{s}$  на глубинах от 220 до 270 км и в верхней коре до 20 км. В геоэлектрическом разрезе она проявляется понижением  $\rho$  на глубине 20 км с 5000 до 100 Ом·м и имеет для коры и мантии  $\Phi < 1\%$ .

2. Предгорные краевые прогибы – Придобруджский, Предкарпатский, Закарпатский, Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский, Предкотяпдагский и Южно-Минусинский – имеют на границе М  $V_p = 8\text{--}8,2 \text{ км}/\text{s}$ ; тепловой поток – от 45 до  $60 \text{ мВт}/\text{м}^2$  (за исключением Закарпатского, где выше  $90 \text{ мВт}/\text{м}^2$ ) [1, 2]. Волноводы в коре отсутствуют за исключением Предкотяпдагского и Придобруджского прогибов, где  $\Phi = 3\%$ . Граница М расположена на 40–50 км и не характеризуется значительным поднятием. Могут быть проводящие комплексы в верхней части коры в бортовой части впадины (или в ее основании), характеризующийся нечеткой границей М.

3. Впадины на плитах без проводников и волноводов в коре – Азово-Кубанская, Терско-Кумская, Куринская, Амударьинская и Афгано-Таджикская – с мощностью осадков выше 8 км характеризуются значе-

<sup>1</sup> ВНИИГеофизика, ОП Центр «ГЕОН» Министерства природных ресурсов Российской Федерации (МПР РФ), Москва, Россия

<sup>2</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт геофизики Национальной академии наук Украины (НАНУ), Киев, Украина

<sup>4</sup> ОАО «Татнефтегеофизика» НПУ «Казаньгеофизика», Казань, Россия

<sup>5</sup> Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья (КНИИ-ГиМС), Красноярск, Россия

ниями скоростей на границе  $M V_p = 8,1\text{--}8,3$  км/с и амплитудой ее поднятия менее 10 км или отсутствием поднятия. Тепловой поток не выше 55 мВт/м<sup>2</sup>. Возможна астеносфера.

4. Межгорные впадины – Чуйская, Иссык-Кульская, Ферганская, Иллийская, и Кызылская – с мощностью осадков до 6 км тепловым потоком выше 50 мВт/м<sup>2</sup> [1, 3] имеют волноводы в коре и коровые проводники. Волноводы дают пористость 1–4%, а коровые проводники 0,6–3%. На глубинах свыше 100 км возможна астеносфера с  $\Phi = 1,5\%$  (за исключением Ферганской впадины). Граница  $M$  расположена на 45–50 км. К этому же ряду относятся впадины: Паннонская, Южно-Аральская, Сырдарьинская на плитах с высоким тепловым потоком до 60 мВт/м<sup>2</sup>, с той же мощностью осадков, но с  $M$  до 40 км.

5. Межблочные шовные зоны Трансевропейской активизации – Западно- и Восточно-Кавказские, Северный краевой разлом Тянь-Шаня, линия Николаева и Атбашинский разлом – отражаются аномалиями до 10–20 Ом·м (что дает  $\Phi = 2\%$ ), а при дефиците скорости до 0,6 км/с –  $\Phi = 2,5\%$ . Тепловой поток 40–60 мВт/м<sup>2</sup>. Они прослеживаются в сейсмоэлектрических параметрах до глубин 120 км и более. Первые четыре сопровождаются интенсивным тепломассопереносом в мантии [1, 2].

Коровые зоны автохтона – аллохтона Карпат, Северо-Кавказского массива, Северного и Южного Памира – проявляются с  $\rho = 20\text{--}5$  Ом·м (от  $\Phi =$  от 3 до 15%) и с  $\Delta V_p/V_p = 5\%$  (возможно, до 10%), что соответствует  $\Phi = 2,4\%$  (4,8%). На Северном и Южном Памире пористость по ГСЗ соответственно составляет 3,6–6%. Тепловой поток равен 80 мВт/м<sup>2</sup>.

Зоны скучивания, сутуры Северо-Нуратинская, Севанская и Веденская Малого Кавказа, линия Николаева, Южно-Ферганский разлом, Иртышская, Куртушибинский оphiолитовый пояс проявляются в МТ поле аномально низкими коровыми  $\rho < 1$  Ом·м и  $S > n 10^3$  до  $2 \cdot 10^4$  см. Они дают вкрапленность графитового вещества (пористость) до 0,6–3%. Если они графитизированы до 2%, то выделяются слабыми аномалиями  $V_p$ . Их проводимость может иметь и флюидную природу тогда она уменьшается до 0,05–0,1 см/м и зоны проявляются дефицитом скорости до 0,5 км/с.

6. Плитные шовные зоны Сальск-Лазаревская, Центрально-Кавказская (Восточно-Ставропольская) характеризуются дефицитом скорости 0,2–0,3 км/с, что соответствует пористости в верхней коре 1,2–1,5%, аналогичная оценка получена и по  $\rho$ . На срединных массивах пористость в шовных зонах составляет по аномальным скоростям менее 1%, а по  $\rho$  могут превышать 2%. Это при тепловом потоке 60–85 мВт/м<sup>2</sup>.

7. Под глыбами и срединными массивами ионные проводники залегают в нижней части коры (или отсутствуют вообще), они отражаются в уменьшении  $V_p$ , а проводники с электронной проводимостью проявляются и в верхней части коры. Удельное сопротивление срединных массивов превышает 1000 Ом·м, что соответствует пористости менее 0,001%. В нижней части коры присутствуют волноводы и проводники с пористостью 0,3–0,7%. Срединные массивы Мюнкумо-Наратский, Сыр-

дарыно-Ферганский и Афгано-Таджикский, Балхашский и Паннонский, имеют разрезы, соответствующие одноименным впадинам: в первом случае Иссык-Кульской и Чуйской, во втором – Ферганской и Сырдарьинской, а в третьем – Афгано-Таджикской и Амударьинской.

8. Плутоновулканические пояса – Сырдарынские и Западно-Саянские, Кизир-Казырский синклиниорий и Восточно-Таннуольский антиклиниорий выделяются аномально высокими значениями сопротивлений верхней части коры в  $10^3$  и более Ом·м. При наличии палеосубдукционных образований они проявляются низкими значениями  $\rho = 10$ – $100$  Ом·м при фоновом более 1000 Ом·м. Волноводы и проводники дают пористость, не превышающую 1%.

9. Складчатые области альпийской активизации (Складчатые Карпаты, Северная Добруджа, Тарханкутский вал, Чаткало-Кураминский пояс, Ставропольский свод, Южный Памир, Северный Памир) выделяются аномалиями  $V_p$  до  $\Delta V_p = 14\%$  и  $\rho = 10$ – $20$  Ом·м, что дает пористость или расплав до 4% (Тарханкутский вал, Чаткало-Кураминская, Северный Памир) и свыше 6% соответственно на Складчатых Карпатах, Южном Памире. На Ставропольском своде  $\Phi < 1\%$ . Тепловой поток в этих зонах превышает  $70 \text{ мВт}/\text{м}^2$  [1, 2].

*Выводы.* Методы ГСЗ и МТЗ в комплексе с МОВЗ позволяют выделять современные и палеозоны тектонической активизации, промежуточные структурные этажи осадочных комплексов; обеспечивают изучение различных тектонотипов – рифтовых зон (повышенная проницаемость коры и расплав мантии), останцев срединных массивов (высокое сопротивление и наличие слабых волноводов и проводников в нижней части коры), офиолитовых сутур (по относительно высокой «пористости»); трассировать зоны палеосубдукции и палеоколлизии (по их максимально высокой проводимости и относительно низкой скорости); картировать минерализованные древние разломы, шовные зоны и области шарирования (максимальное значение пористости).

## Литература

1. Гордиенко В.В., Зуннунов Ф.Х., Таль-Вирский Б.Б. и др. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана. Киев: Наук. думка, 1990. 232 с.
2. Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. Киев: Ин-т геофизики НАНУ, 1998. 85 с.
3. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 246 с.
4. Wyllie M. R. J., Gregory A. R., Gardner L. W. Elastic Wave velocities in heterogeneous and porous media // Geophysics. 1956. V. 21. P. 41–70.
5. Shankland T. I., Waff H.S. Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle // J. Geophys. Res. 1977. 82. V. 33. P. 5409–5417.

## Типизация архейских зеленокаменных поясов

Зеленокаменные пояса в ассоциации с гранито-гнейсовыми комплексами составляют основу строения архейских кратонов и распространены на всех древних континентах [2]. Формирование поясов происходило в течение длительного периода истории развития Земли – в среднем (3800–3000 млн лет) и позднем (2900–2600 млн лет) архее. Выделяется [1] три возрастные генерации структур (в млн лет): среднеархейская (3800–3000), средне-позднеархейская (3000–2900) и позднеархейская (2900–2600).

Зеленокаменные комплексы слагают сложно построенные пояса, локальные прогибы, которые в совокупности образует пояса, а также изолированные троговые прогибы, не группирующиеся в пояса.

Зеленокаменные структуры имеют синклинальное или моноклинальное строение и достигают в размерах 700–1000 км при ширине до 150–200 км. Разрез их обычно состоит из двух комплексов (нижнего вулканогенного и верхнего осадочного) суммарной мощностью до 20–21 км [3].

Региональный метаморфизм пород соответствует фации зеленых сланцев, в контактовых частях проявлены амфиболитовая и иногда гранулитовая фации [14].

На основе анализа структурно-вещественных особенностей автором сделана попытка создания структурно-вещественной типизации зеленокаменных поясов, в которой выделено четыре типа структур: бимодальный, терригенно-бимодальный, мультиmodalный антидромный и мультиmodalный гомодромный.

Характерной чертой структур *бимодального типа* является мафическо-ультрамафический состав нижней (инициальной) группы пород и мафическо-фельзический – верхней (зеленокаменной). В описываемый тип объединяются пояса кратонов Каапваальского (Барбертон, Мерчисон, Амалия, Сазерленд и др.), Пилбара (Варравуна) и Карельского (Су-мозерско-Каменнозерский, Южно-Выгозерский).

Фундамент кратонов представлен тоналитовыми и трондьемитовыми ортогнейсами (3500–4200 млн лет), образующими скопления гранито-гнейсовых куполов. Метавулканиты слагают сложно деформированные преимущественно синклинальные структуры, с крутым падением пород в краевых частях и пологим – в центральных. В плане преобладают структуры линейного класса, объединяющего простой, дугообразный, неправильный и сложный морфологические типы.

В основании разреза залегает толща (до 7 500 м мощностью), сложенная коматиитами, известково-щелочными и толеитовыми базальтами. Верхняя половина вулканогенной части разреза представлена бимодальной (базальт-риодацитовой) ассоциацией. Среди вулканитов присутству-

<sup>1</sup> Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ЦНИИгеолнеруд), Казань, Россия

ют силлообразные тела ультрамафитов (дуниты, гарцбургиты, перидотиты, пироксениты) и мафитов (габбро, габбро-нориты, анортозиты). Венчают разрез глинистые, кремнистые и железистые сланцы, граувакки, конгломераты, кварциты, гравелиты, песчаники мощностью до 4500 м.

Зеленокаменные пояса бимодального типа относятся к двум геохронологическим уровням – среднеархейскому (3800–3050 млн лет) и позднеархейскому (3060–2850 млн лет).

Металлогеническая специализация структур преимущественно золото- и железорудная, часто встречаются редкометалльные пегматиты. Из нерудных полезных ископаемых развиты тальк, магнезит, асбест, барит, мусковит, изумруд, корунд.

*Терригенно-бимодальный тип* объединяет зеленокаменные структуры, разрез которых начинается толщей терригенных пород. Подобные разрезы характерны для Родезийского (Белингве, Маунт-Дарвин, Булавайо-Буби и др.), Сьюпириор (Сачига, Учи, Вабигун и др.), Кольского (Полмос-Порос, Арваренч-Вочеламбино и др.) и Карельского (Костомукша, Гимол, Суккозеро и др.) кратонов.

Для мегаструктуры фундамента характерен интенсивный купольный диапиризм. Раннеархейские купола сложены «серыми» гнейсами с варьирующими количествами новообразованных гомогенных гранитов.

В основании разреза зеленокаменных поясов обычно выделяются мало мощные (100–500 м) пачки метаосадочных пород. Нижняя мафическо-ультрамафическая толща с прослойями железисто-кремнистых сланцев имеет изменчивую – от нескольких тысяч метров до первых метров – мощность. Выше следует вулканогенная толща (до 13500 м), имеющая в нижней части мафическо-ультрамафический состав (коматиты пироксеновые и перидотитовые, базальты известково-щелочные и толеитовые), в верхней – андезито-дацито-фельзитовый. Вулканиты перекрываются мощной (до 3500 м) терригенной толщиной: гравелиты и конгломераты, переслаивающиеся с филлитами, глинистыми сланцами, джеспилитами, известняками, кварцитами. Доля андезитов в составе вулканитов составляет 10–40%.

Выделяются две разновозрастные генерации поясов: заложившиеся и завершившие свое развитие в интервалах 3600–3000 млн лет и 2990–2800 млн лет.

С указанными поясами связаны месторождения золота, медно-никелевых руд, хромитов, хризотил-асбеста, магнезита, талька и редкометалльных пегматитов.

Для зеленокаменных поясов *мультимодального антидромного типа* характерен известково-щелочной состав инициальной группы вулканитов и коматит-толеитовый – зеленокаменной группы. Объединяет данный тип зеленокаменные структуры Балтийского (Хаутаваара, Ялонваара, Кухмо, Суомисалми и др.), Канадского (Маунт Монжер, Скотия) и Танганьикского (Ньянза) щитов.

Внутреннюю структуру зеленокаменных поясов можно представить как систему линейных складок, ограниченную крутопадающими контак-

тами. Преобладают простые и неправильные структуры линейного класса, длина которых варьирует от 2–3 до 100–150 км. Гранито-гнейсы, мигматиты, гранодиориты, диориты и гранитоиды плагиогранит-тоналитового ряда («серые гнейсы») слагают гранито-гнейсовые купола, образующие фундамент зеленокаменных прогибов.

В основании разреза залегает толща (2500–3200 м) лавовых и пирокластических метавулканитов, состав которых меняется от дацитов до андезито-базальтов, переслаивающихся с метаосадочными породами (железистые кварциты, конгломераты, алюмокремнистые породы и др.). За ней следует пачка (150–1600 м) метабазальтовых лав. Выше залегает толща метавулканитов андезит-дацитового и дацитового состава, сменяющаяся базальтовыми лавами с прослоями агломератовых туфов (500–1220 м). Доля андезитов по сравнению с другими типами наиболее значительна и составляет 20–72%.

Формирование вулканитов происходило в позднем архее (2700–2800 млн лет).

Ведущей рудной формацией является сульфидная медно-никелевая, известны железо-титано-ванадиевые и хромитовые месторождения.

*Мультиомодальный гомодромный тип* объединяет зеленокаменные структуры, характеризующиеся полно дифференцированным гомодромным рядом эволюции вулканизма от коматит-толеитовых до известково-щелочных серий. В данный тип входит большая часть зеленокаменных поясов Канадского, Балтийского, Украинского, Курского-Воронежского, Индостанского, Бразильского и Иилгарнского щитов.

Зеленокаменные комплексы слагают среди огромных полей гранитоидов и гранитогнейсов площади различных размеров и формы: от небольших изометричных выходов в 20–30 км в поперечнике до обширных линейных зон протяженностью в сотни километров. Большинство зеленокаменных поясов за редким исключением являются существенно вулканогенными.

Эволюция зеленокаменного вулканизма происходила в три цикла: первый представлен ультрамафит-мафитовыми вулканитами (коматиты, базальты толеитовые), средний – образуют толеитовые базальты, поздний – толеитовые и известково-щелочные вулканиты (базальты, андезиты, дациты, риолиты). Вулканиты перекрываются осадочными образованиями (мощностью 3000–5000 м): граувакками и аргиллитами с подчиненными кварцитами и конгломератами. Общая мощность разреза меняется в пределах 16000–32000 м.

Заложение и формирование зеленокаменных поясов рассматриваемого типа происходило в позднем архее (2940–2700 млн лет).

Металлогеническая специализация структур определяется крупными золото-сульфидно-кварцевыми, медно-никелевыми и хромитовыми месторождениями. Нерудные полезные ископаемые представлены хризотил-асбестом, тальком, баритом, магнезитом.

Таким образом, среди зеленокаменных поясов мира выделено четыре типа: бимодальный, терригенно-бимодальный, мультиомодальный антидромный и мультиомодальный гомодромный. Отнесение конкретных струк-

тур к тому или иному типу может иметь определяющее значение для установления металлогенической и минерагенической специализации конкретных зеленокаменных структур и в конечном итоге представляет собой необходимую составную часть региональных прогнозных исследований.

## Литература

1. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
2. Anhausser C.R. The Barberton Mountain Land, South Africa – a guide to understanding of the Archean geology of Western Australia// Geol. Soc. Australia Spec. Publ., 1971. N 3. P.103–119.
3. Kroner A. Archean to Early Proterozoic tectonics and crustal evolution: a review// Rev. Brasil. Geoscienc. 1982. V.12, N 1/3. P.15–31.
4. Viljoen R.P., Viljoen M.J. The geology and geochemistry of the Lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks// Geol. Soc. S.Afr. Spec. Publ. 1969. N 2. P.55–86.

---

А.М. Бобров<sup>1</sup>, Н.Ю.Боброва<sup>1</sup>

## Учет теплогенерации в мантии в модели суперконтинентального цикла

В работах по численному моделированию суперконтинентального цикла нередко используется упрощенная модель мантии с нагревом, полностью идущим через ее нижнюю границу. Однако такое модельное предположение является слишком неточным. По современным представлениям, 35–50 % всего выходящего тепла, а возможно, и больше, генерируется распадом радиоактивных элементов в самой мантии [1]. В настоящей работе выполнено численное двумерное моделирование стадий суперконтинентального цикла с учетом радиогенных источников в мантии. Выполнено сравнение полученных результатов с рассчитанными ранее без учета источников. Сравнение выявляет ряд существенно различающихся черт (при качественной неизменности самого явления цикла).

Мантия в работе моделируется вязкой жидкостью, а континенты – двумя твердыми плавающими плитами конечной толщины (объединяющимися и разделяющимися). Континенты движутся под влиянием полной силы, действующей со стороны мантии. В свою очередь, сами мантийные течения формируются при тепловом и механическом влиянии континентов. В процессе решения системы уравнений конвекции с плавающими континентами находятся поля температуры, скорости и др. В качестве начального условия использованы квазистационарные поля температуры и скорости, предварительно полученные в расчетной области в отсутствие плит. Затем в верхней части расчетной области помещаются две твердые теплопроводные континентальные плиты. Взаимодействуя с мантийной тепловой конвекцией, плиты начинают двигаться.

---

<sup>1</sup> Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

Расчеты выполнены при значении безразмерной скорости теплогенерации на единицу массы  $\epsilon = 8$  и числе Рэлея, равном  $0,8 \cdot 10^6$ . Пониженное значение Ra позволяет выявить характерные черты процесса, не осложненные сильной пространственной и временной нестационарностью.

Выполненные расчеты показали следующие результаты.

Конвекция в модели с тепловыми источниками демонстрирует существенную особенность. Если в модели без тепловых источников существует обширная область мантийного «изотермического ядра», в пределах которой нададиабатическая температура почти не меняется (при  $Ra = 0,8 \cdot 10^6$  она варьирует на величину не более чем 0,5 %), то в модели с источниками это понятие начинает терять смысл, так как, например, при  $Ra = 0,8 \cdot 10^6$  и  $\epsilon = 8$  в центральной области мантии пространственные вариации нададиабатической температуры составляют около 8 %. Поэтому области мантии, чья температура вследствие нагрева радиоактивными источниками увеличилась, стремятся всплыть вверх, и модель с источниками показывает заметно более нестационарный режим конвекции.

В модели с источниками средняя температура центральной области мантии повышается вследствие теплогенерации примерно в 1,3 раза. При этом верхний тепловой погранслой становится несколько более выраженным (выход тепла из мантии увеличивается). Нижний погранслой существенно ослабляется, т. е. температурный градиент в нем (и соответственно приток тепла в мантию) уменьшается. Качественно это связано с тем, что мантийные источники тепла тормозят вток тепла через нижнюю границу мантии, экранируя от нее собой верхнюю границу. Другая особенность модели с тепловыми источниками – значительное различие между восходящими и нисходящими мантийными потоками: последние, при данных параметрах, вдвое быстрее и вдвое уже, чем восходящие течения.

На рис. 1 представлена одна из рассчитанных стадий суперконтинентального цикла – стадия сильно раскрытоей области нового океана. Показаны изолинии нададиабатической температуры, оконтуривающие восходящие и нисходящие течения мантийного вещества [2]. Для увеличения масштаба изображения, на рис. 2,а дана только левая половина расчетной области; картина в правой половине симметрична представленной. Положения континентов на поверхности области показаны серыми прямоугольниками.

На рис. 2,а приводятся также результаты расчетов местонахождения, на этот момент времени, маркеров вещества океанической литосферы и коры, первоначально (500 млн лет ранее, до начала схождения двух континентов и их последующего полного расхождения) находившегося на поверхности. Использована простая модель с маркерами, пассивно перемещающимися под действием мантийных течений. Относящаяся к тому же моменту времени, что и рис. 2,а, стадия перемещения вещества, но для модели без источников, приведена на рис. 2,б. Положение вещества бывшей океанической коры и литосферы, которая 500 млн лет ра-

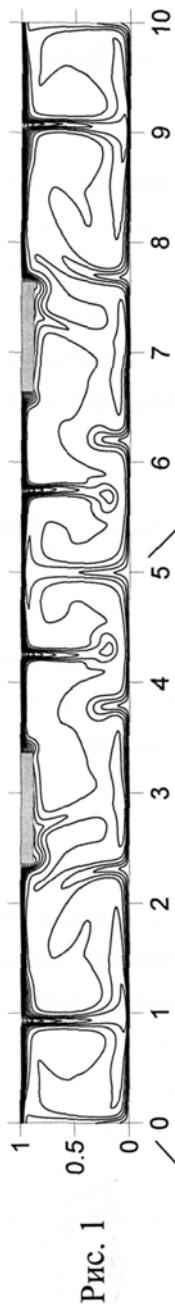


Рис. 2а

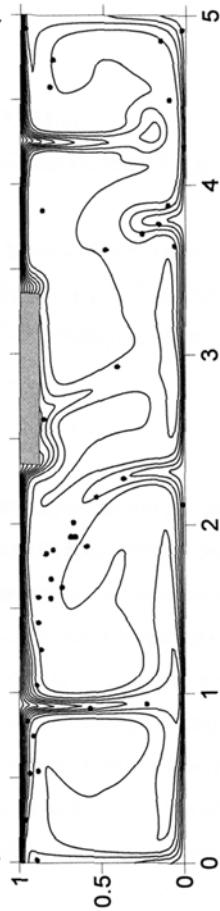
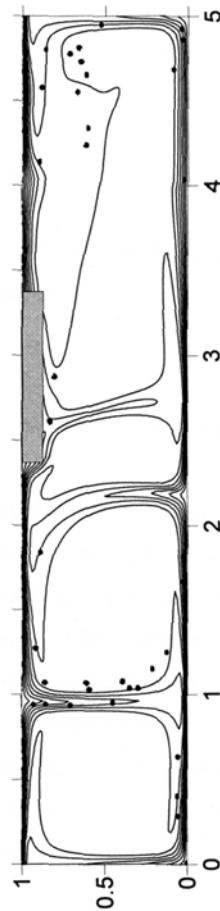


Рис. 2б



нее находилась на поверхности, а затем совершила два-три полных оборота, показано точками.

Как видно из полученных результатов, за рассчитанное время эволюции (500 млн лет) полного перемешивания вещества океанической литосферы и коры по всему объему мантии не происходит, по крайней мере в рамках рассматриваемых моделей. При этом в модели с источниками перемешивание идет сильнее, но при данных параметрах задачи все же существуют обширные области мантии, практически свободные от маркеров.

За один оборот степень перемешивания еще меньше, что согласуется с геохимическими данными, в частности, по гавайским магмам [3], которые свидетельствуют о глобальной рециркуляции вещества океанической коры: опускании его в зонах субдукции и далее до границы мантия–ядро и последующем подъеме рециклированного вещества коры в центре восходящих мантийных струй.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 05-05-65190.

### Литература

1. Schubert G., Turcotte D.L., Olson P. Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge Univ. Press, 2001. 940 р.
2. Борбов А.М., Трубицын В.П. Эволюция вязких напряжений в мантии и в движущихся континентах в процессе образования и распада суперконтинента // Физика Земли. 2003. № 12. С. 3–13.
3. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Nikogosian I.K. Recycled oceanic crust observed in 'ghost plagioclase' within the source of Mauna Loa lavas // Nature. 2000. V. 404. P. 986–990.

С.В. Богданова<sup>1</sup>

### Восточно-Европейский Кратон: от палеопротерозойской Нуны («Nuna») к мезопротерозойской Родинии («Rodinia»)

Многие идеи тектоники древних платформ, разработанные на примере Восточно-Европейского кратона (ВЕК), актуальны и в аспектах докембрийской глобальной геодинамики, фокусирующейся на палеогеографических и тектонических реконструкциях суперконтинентов и их эволюции [1–6]. Наиболее признанными являются суперконтиненты Гондвана и Родиния, образовавшиеся около 600 и 1000 млн лет, соответственно. Однако все больше данных указывают на то, что суперконтиненты существовали много раньше: в палеопротерозое около 1800 млн лет (Нуна/«Nun» или Коламбия/«Columbi») и даже позднем архее, 2700–2600 млн лет назад [2, 6].

Исследования последних лет позволяют проследить протерозойскую эволюцию ВЕК или «Прото-Балтики», геодинамика которой раскрывает

<sup>1</sup> Геологический институт Университета г. Лунда, Швеция

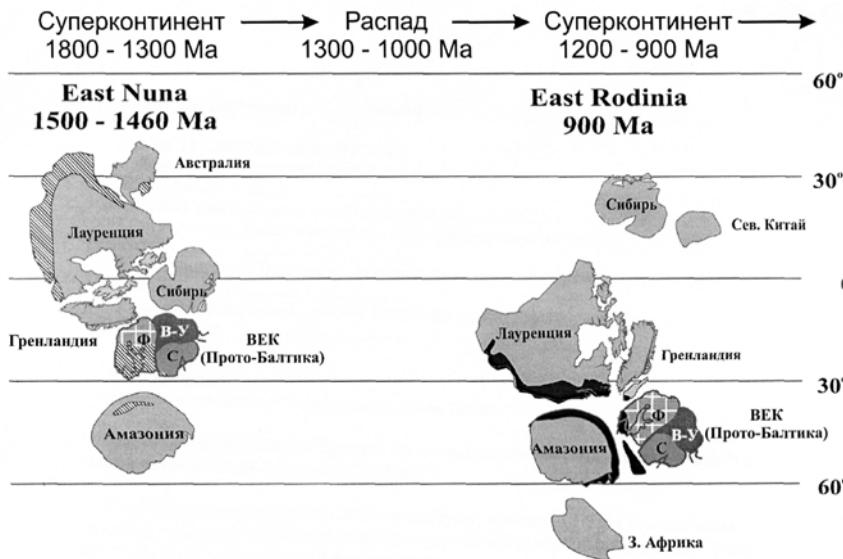
многие детали как рождения докембрийских суперконтинентов Нуна и Родиния, так и их распада.

**Протерозойская структура ВЕК.** Образование ВЕК произошло около 1,8–1,7 млрд лет назад в процессе последовательной коллизии трех сегментов, или мегаблоков, коры/литосферы: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии [7, 8]. Сегменты сложены в большей части архейскими комплексами, но развивались по-разному в архее и в палеопротерозое. По палеомагнитным данным, они находились на больших расстояниях один от другого до окончательного объединения в единый кратон [10]. Сарматия и Волго-Уралия коллидировали около 2100 млн лет, образовав мегаконтинент Волго-Сарматия, который, в свою очередь, срастился с Фенноскандией в позднем палеопротерозое. Шовные зоны между этими мегаблоками включают фрагменты разделяющих их океанических структур и были унаследованы впоследствии рифейскими Пачелмским, Волыно-Оршанским и Среднерусским транскратонными системами рифтов [9].

**Положение ВЕК в палеопротерозойском суперконтиненте Нуна.** Судя по палеомагнитным данным, многие континенты (Лауренция с западной Гренландией, Сибирь, Северно-Китайский, Австралия и ВЕК) находились в приэкваториальной части около 1800 млн лет [10]. При этом Фенноскандия была обращена своей северной (Кольской) окраиной к Восточной Лауренции и Гренландии (*здесь и дальше в современных координатах*), о чем свидетельствует общность их тектонической истории. Взаиморасположение континентов сохранилось до мезопротерозоя (риунок.), хотя и наметилась некоторая фрагментация суперконтинента. Западный ВЕК развивался в обстановке активной континентальной окраины, так же, как южная Лауренция и южная Амазония. В тот же период (1600–1300 млн лет) на востоке ВЕК интенсивное растяжение привело к заложению и развитию рифейских Пачелмского, Камско-Бельского, Кандалакшского и других палеорифтов [11]. Похожая история характеризует и восточную окраину Сибири. Одной из причин этого режима могла быть ротация суперконтинента [10, 12].

**Распад суперконтинента Нуна.** Продолжающаяся реорганизация континентальных блоков особенно усилилась в связи с активностью мантийных плумов в период 1270–1250 и 1100 млн лет. Крупные трапповые провинции и дайковые рои образовались в Лауренции, Гренландии и на западе ВЕК. Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что ВЕК находился в той же позиции относительно Лауренции и Гренландии, что и раньше, но все они развернулись на  $80^{\circ}$  против часовой стрелки [10]. Около 1150 млн лет ВЕК отделился и быстро дрейфовал на юго-запад, и только после 1000 Ma он вошел в суперконтинент Родиния совместно с Амазонией, Западной Африкой и другими блоками, окружавшими Лауренцию с востока (см. рисунок).

**ВЕК в суперконтиненте Родиния.** Восточная Родиния отличалась по композиции от Восточной Нуны присутствием в ее центральной части широких коллизионных поясов (Гренвильский, Свеконорвежский,



**Рисунок.** Схема расположения Восточно-Европейского кратона на восточных окраинах суперконтинентов Нуна и Родиния (по: [10, 13])

Тонкой штриховкой обозначены мезопротерозойские активные континентальные окраины; черное – коллизионные пояса гренвильского типа

Южно-Американский). Сибирский и Северо-Китайский кратоны заняли более северную позицию и были окружены почти полностью пассивными окраинами [12]. Пассивные окраины развились и на востоке ВЕК и в Гренландии. В этот период во внутренних частях ВЕК продолжали формироваться более древние авлакогены и заложились новые, например, Волыно-Оршанский и Среднерусский. Свеконорвежский ороген характеризуется зонами интенсивных сдвиговых деформаций, связанных с кинематикой движения ВЕК между 1150 и 1000 млн лет. Коллапс Свеконорвежского орогена около 950–920 млн лет сопровождался образованием широких роев мафических даек и габбро-анортозит-гранитных комплексов [7]. Распад Родинии (850–600 млн лет) усилил рифтогенез ВЕК и его отделение от других кратонов.

Таким образом, позднепротерозойская эволюция ВЕК протекала в обстановке движения и ротаций суперконтинентальных ансамблей кратонов различного размера и различного положения в структуре суперконтинентов. ВЕК, Сибирский кратон и другие периферические кратоны и их отдаленные от центра окраины испытывали более интенсивные ротационные движения, которые способствовали в конечном итоге их отрыву. Немаловажное геодинамическое значение в этих процессах имел объем архейской литосферы в каждом кратоне или их ассоциациях.

## Литература

1. Hoffman P.F. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out? //Science, 1991. V. 252. P. 1409–1412.
2. Rogers J.J.W. A history of continents in the past three billion years // J. Geol. 1996. V. 104. P. 91–107.
3. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный Мир, 2001. 606 с.
4. Condie K.C. The supercontinent cycle:are two patterns of cyclicity? // J. African Earth Science. 2002. V. 15. P. 179–183.
5. 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.
6. Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. V. 71. P. 99–134.
7. Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Research, 1993. V. 64. P. 3–22.
8. Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. The East European Craton // Encyclopedia of Geology / R.C. Selley, L.R. Cocks, I.R. Plimer (eds). 2005. V. 2. P. 34–49.
9. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic boundaries in the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 1–22.
10. Pesonen L.J., Elming S.-Å., Mertanen S., Pisarevsky S., D'Agrella-Filho M.S., Meert J.G., Schmidt P.W., Abrahamsen N., Bylund G. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 289–324.
11. Хераскова Т.Н. Значение работ Н.С. Шатского по тектонике древних платформ и их нефтегазоносности в свете современных взглядов // Геотектоника. 2005. Т. 4. С. 3–24.
12. Pisarevsky S., Wingate M.T.D., Powell C.M., Johnson S., Evans D.A.D. Models of Rodinia assembly and fragmentation // Geol. Soc. London, Sp. Publ. 2003. V. 206. С. 35–55.
13. Lubnina N., Mertanen S., Vasilieva T. Position of the East European Craton during 1.45–1.35 Ga according to the paleomagnetic data // Geophys. Res. Abstr. 2006. V. 8. P. A-00582.

**Н.А. Божко<sup>1</sup>**

## Суперконтиненты в истории Земли

В структуре суперконтинентального цикла (СЦ) продолжительностью 400 млн лет) [1,2] выделяются собственно-суперконтинентальный (суперконтинентальный) и межсуперконтинентальный периоды. Суперконтинентальный период (150 млн лет) отвечает глобальной обстановке «Пангея–Панталласа» или «суперконтинент – суперокеан» и включает стадии агломерации и деструкции. Первая стадия (90 млн лет) характеризуется высоким поднятием суши, низким уровнем моря, холодным климатом, распространением покровных оледенений, регрессиями, наложением мелководных осадков в эпиконтинентальных бассейнах с региональными несогласиями в основании. В эту стадию господствует центростремительная геодинамика, еще происходит приключение последних незначительных по размеру континентальных масс. Главным содержанием второй стадии (около 60 млн лет) является континентальный рифтогенез и проявления плутонового магматизма в виде дайковых

<sup>1</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

роев, расслоенных интрузий, траппов. Переход от стадии агломерации к стадии деструкции отмечен кратковременным состоянием «цельности», полной слитности суперконтинента, [3] соответствующей некоторой текtonической паузе.

Межсуперконтинентальный период (250 млн лет) отвечает обстановке «континенты – молодые океаны» и также состоит из двух стадий – распада и слияния (конвергенции). Стадия *распада* (85 млн лет) отмечается максимальным уровнем моря, потеплением климата, ростом пассивных окраин на краях расходящихся континентов, формированием большого количества морских осадков–черных сланцев, известняков, кремнистых пород; трангрессиями; продолжением и завершением процессов плутового траппового магматизма. Стадия *слияния* континентов (165 млн лет) характеризуется господством конвергентных геодинамических обстановок, уменьшением скоростей спрединга в океанах, развитием субдукций океанической коры, акреций террейнов и континентальных коллизий, приводящих к стягиванию разобщенных континентальных масс в единое целое и формированию нового суперконтинента. Главными палеогеодинамическими индикаторами последней стадии СЦ являются коллизионные пояса, отмеченные орогениями соответствующего возраста и палеосутуры.

Используя данные о продолжительности стадий СЦ, в истории Земли можно выделить десять СЦ: 320 + 80, 720–320, 1120–720, 1520–1120, 1920–1520, 2320–1920, 2720–2320, 3120–2720, 3520–3120, 3920–3520, 4320–3920 млн лет и соответственно десять древних суперконтинентов.

Вместе с тем, наиболее древний датированный материал на Земле представлен обломочными цирконами в кварцитах района Джек Хиллс Западной Австралии с возрастом 4,2–4,4 млрд лет. Можно предположить, что они указывают на существование одиннадцатого **гипотетического суперконтинента «Циркония»** (4320–4170 млн лет), полностью поглощенного в мантию в результате рециклинига.

Древнейший суперконтинент (3920–3770 млн лет), существование которого можно предполагать на основании пород, зафиксированных в каменной летописи, назван нами **Славия** по имени кратона Слейв, в пределах которого залегают самые древние датированные на Земле породы–гнейсы Акаста – 3,96 млрд лет. Породы данного суперконтинента представлены также гнейсами Западной Гренландии и Лабрадора (3,8–3,9 млрд лет), Сэнд Ривер пояса Лимпопо, трондемитами plutona Бонаи Восточно-Индийского кратона (3,9 млрд лет) и Стейндорп Каапвальского кратона (3,7 млрд лет), гранитами Бацзяфен, Северо-Восточного Китая: (3,8 млрд лет), нейпирского комплекса Антарктиды (около 4 млрд лет), гранитными ксенолитами с возрастом 3,9–3,7 млрд лет и обломочными цирконами этого возраста на разных щитах.

Второй суперконтинент – **Себаквия** (3520–3370 млн лет) назван по наименованию «протократона Себакве», сложенного породами с возрастом 3,56–3,35 млрд лет на территории Зимбабве. Представителями коры

данного суперконтинента являются ортогнейсы кратона Пилбара – 3,58–3,31 млрд лет, комплекса Свазиленд – 3,52 млрд лет, Северной Нигерии – 3,5 млрд лет, Омоловского массива – 3,4 млрд лет, кратона Сан Франсиску – 3,4–3,5 млрд лет, купола Сингбум – 3,38 млрд лет и др. Распад суперконтинента привел к формированию древнейшей генерации зеленокаменных поясов кратонов Пилбара и Каапвааль *в южной полусфере*.

Завершение их эволюции (3,2–2,95 млрд лет) привело к консолидации коры третьего суперконтинента **Белингвия** (3120–2970 млн лет), названного так по имени зеленокаменного пояса в Зимбабве, где было отмечено знаменитое несогласие в основании неоархейской зеленокаменной толщи. Породы соответствующие данному возрастному интервалу распространены на всех щитах. На зрелой коре Белингвии в интервале 3,07–2,94 млрд лет шло накопление древнейших протоплатформенных чехлов супергруппы Понгола и нижней Витватерсrand. В Центральной зоне пояса Лимпопо произошло внедрение расслоенного комплекса Мессина с возрастом более 3 млрд лет. Распад Белингвии отмечен заложением и развитием позднеархейской генерации зеленокаменных поясов, на этот раз – преимущественно *в северном полушарии* – Канаде, Карелии, Сибири, Китае и др.

Завершение их развития в Кеноранскую эпоху диастрофизма привело к созданию четвертого суперконтинента – **Кенория** (2720–2570 млн лет). Его название происходит от термина Кенорленд предложенного X. Вильямсом для неоархейского суперконтинента, объединявшего провинции Северной Америки около 2,6 млрд лет назад. Существование суперконтинента Кенория отмечено развитием протоплатформенных чехлов в интервале 2,77–2,45 млрд лет. При распаде Кенории вновь более активной становится *южная полусфера* связано с заложением поясов Магонди, Кейс, Сатпурского, Луиза, а также, вероятно, Трансамазонского и Бирримского. В северном ряду этому интервалу соответствует раскрытие пояса Вутай, Курско-Криворожской зоны. Распад Кенории сопровождался развитием магматизма мантийных плюмов в виде расслоенных интрузий, дайковых комплексов в интервале 2,51–2,45 млрд лет. В результате коллизий континентальных фрагментов к завершению СЦ 2720–2320 млн лет возник пятый суперконтинент (2320–2170 млн лет.), которому я предлагаю дать название **Ятулия**, принимая во внимание то обстоятельство, что рамки его существования соответствуют возрасту системы Ятулий (2,3–2,2 млрд лет), слагающей протоплатформенный чехол Карельского кратона, а также то, что еще в 60-х годах П. Эскола выделял Ятулийский континент. К существованию Ятулии приурочена обширная ледниковая эпоха 2,3–2,4 млрд лет. Вместе с тем, в суперконтинентальный период Ятулии (2,2–2,1 млрд лет) происходило замыкание Бирримского и Трансамазонского поясов, по своему строению реликтовых от архейских зеленокаменных поясов. Эбурнейская и Трансамазонская орогении происходили синхронно с формированием дайковых комплексов Ниппинг (2,2–2,15 млрд лет), палеорифтов Улканского, Билякчанского (2,2–1,75 млрд лет), Дербинского

(2,2–1,9 млрд лет), Печенга-Имандра-Варзуга (2,3–1,9 млрд лет), Килогиг-кок-Атапускоу, Удоканской рифтогенной впадины, что отчетливо показывает проявление на этом уровне дисимметрии южного и северного полушарий. Распад суперконтинента фиксируется комплексами пассивных окраин Коронейшн, Волластон, Ломагунди (2,1 млрд. лет), Калевий (около 2 млрд. лет) и др.

Распад Ятулии привел к заложению крупнейших орогенов *северного полушария* – Трансгудзонского, Пенокийского, Уопмей, Унгава, Торнгайт, Нагсуктокидского, Свекофенского, Центрально-Индийского, Транс-северокитайского, спаявших разроненные фрагменты континентальной коры в интервале 1,9–1,8 млрд лет, в результате чего возник шестой суперконтинент **Колумбия** (1920–1770 млн лет), практически соответствующий суперконтиненту Колумбия, выделенному Д. Роджерсом в 2000 г. Суперконтинентальная эпоха Колумбии отмечена внедрением анорогенных интрузий и комагматичных кислых субаэральных вулканитов: лополита Седбери (1,85 млрд. лет), Кодар (1,9 млрд лет), Бушвельдского комплекса (2,09–1,92 млрд лет), Трансскандинавского пояса (1,75 млрд лет), рапакиви Наберру (1,76 млрд. лет), вулканитов Уатума (1,85 млрд лет и др., а также протоплатформенных чехлов: Рорайма (1,8 млн лет), Вепсий (1,7 млрд лет), Атабаска (1,76 млрд лет), Умкондо и др. В следующем С.Ц. картина меняется и более многочисленные орогенические зоны развиваются в *южном полушарии*. Распад Колумбии привел к образованию микроконтинентов в пределах Восточной Гондваны. Лавразия, по-видимому, представляла собой обособленный когерентный блок, окаймленный океанами в районе Гренвильской провинции Канады, на юго-западе США и в Скандинавии. Соответственно, конвергентная фаза рассматриваемого цикла 1680–1520 млн лет характеризуется коллажем континентальных блоков и Австралии, выраженных в Айзанской орогении – 1,58–1,54 млрд лет (пояс Маунт Айза), Оларианской – 1,6–1,5 млрд лет (блок Уильяма), Каарапанской – 1,56–1,54 (блок Голер), Лебигской – 1,64 млрд лет (блок Аранта), орогении в блоке Джорджтаун – 1,55 млрд лет. Коллаж континентальных блоков Восточной Антарктиды, сформировался в интервале 1,7–1,5 млрд лет. Около 1,6 млрд лет произошло слияние Бандельканского, Дарварского и Трансараваллийского блоков. Эти события отражены в Сатпурском и Восточно-Гатском поясах (1,6–1,5 млрд лет), а также окончании Делийской орогении – 1,65 млрд лет.

Новообразованный Индийский субконтинент был причленен к Австралии и Антарктиде. Таким образом, была сформирована Восточная Гондвана. В ЮЗ Балтике установлена аккреция островных дуг в интервале 1,7–1,55 млрд лет (Готская орогения). В Гренвильской провинции Канады проявилась Лабрадорская (1,7–1,6 млрд лет) и Пинварианская (1,51–1,45 млрд лет) орогении.. На ЮЗ США происходили аккреционные процессы, отмеченные Явапайской (~1,7 млрд лет) и Мазатцальской (1,68–1,65 млрд лет) орогениями. К данной эпохе относится становление пояса Риу-Негро-Джуруена в Амазонском кратоне на уровне 1,55 млрд лет.

Суперконтинентальный цикл 1520–1920 млн лет завершился объединением почти всех континентальных фрагментов в седьмой суперконтинент (1520–1370 млн лет), названный нами, **Готия**. Его существование отмечено широким проявлением анорогенного магматизма на уровне 1,4–1,5 млрд лет. Распад Готии более активно проходил в *северном полушарии*, где произошло разделение блоков Янзы и Катазия, раскрытие океанов Гренвильского, Свеконорвежского, Байкало-Патомского, Гардарской рифтовой зоны. На гондванских континентах этому времени отвечает развитие органов Намаква – Наталь, интракратонных кибарских трогов. Завершение цикла отражено в орогениях на уровне 1,1–1,0 млрд лет – Гренвильской, Сибао, Свеконорвежской. Синхронные события имели место в Восточных Гатах во время коллизииproto-Индии с Восточно-Антарктическим кратоном; на юге Австралии, где произошло причленение Южно-Австралийского кратона к северной части континента с образованием орогена Олбани Фрезер-Масгрейв.

Эти конвергентные процессы в конце СЦ привели к созданию восьмого суперконтинента **Родиния**, выделенного в 1990 г. и занимающего в нашей схеме интервал 1120–970 млн лет. В его рамки укладываются известные неопротерозойские оледенения. Распад Родинии, который завершился к 755 млн лет, выразился в основном в заложении подвижных зон *южного полушария* и, в частности, будущих панафриканских орогенов, в результате развития которых был сформирован фундамент гондванских материков.

Коллизии фрагментов Родинии привели к образованию девятого, «вендского» суперконтинента (720–570 млн лет), которому С. Пауэлл дал название **Паннотия**. Этот суперконтинент отмечен известными покровными оледенениями раннего венда. Распад Паннотии на рубеже кембрия и докембрия привел к обособлению нескольких континентов, наиболее крупным из которых была Гондвана. При распаде Паннотии более активной становится *северная полусфера*, происходит заложение Палеоазиатского океана, Прототетиса, тогда как Гондвана в основном сохранила свою цельность и даже в некоторых областях испытывала конвергентные процессы.

В результате слияния мегаконтинентов Гондвана и Лавразия образовался самый молодой десятый суперконтинент **Пангей** (320–170 млн лет), выделенный А. Вегенером и наиболее хорошо изученный. Распад Пангеи привел к преимущественному образованию современных молодых океанов в *южной полусфере*. Поочередная концентрация тектонической активности в системе южной и северной полусфер Земли свидетельствует о ее диссимметрии и проявлении геодинамической инверсии [1,2], заключающихся в контрастных (центростремительных и центробежных) тенденциях развития этих полушарий в течение СЦ и знакопеременной смене их в ходе суперконтинентальной цикличности.

**Выходы.** 1) эволюция Земли проходила под знаком суперконтинентальной цикличности с продолжительностью цикла 400 млн лет;

2) в истории Земли устанавливается существование десяти суперконтинентов;

3) сборка и распад суперконтинентов имели место на фоне дисимметрии северного и южного полушарий Земли, меняющей свою полярность от цикла к циклу;

4) в развитии суперконтинентального цикла происходит взаимодействие механизмов тектоники мантийных пломов и литосферных плит.

### **Литература**

1. Божко Н. А. Суперконтинентальные циклы, эпизоды роста коры и глобальные геодинамические инверсии в эволюции биполярной Земли // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Тез.докл. Иркутск, 2001. С. 33–36
2. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в тектоническом развитии литосферы // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 56–60. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Vevers J.J. Middle/Late Triassic ( $230 \pm 5$  Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly // Geology. 1989. V. 17. P. 784–787.

---

**С.А. Борняков<sup>1</sup>, А.В Черемных<sup>1</sup>, В.А. Трусков<sup>1</sup>, И.А. Дзюба<sup>1</sup>,  
Ю.А. Терентьев<sup>1</sup>**

### **Структурно-динамические критерии диагностики разрывных диссипативных структур зон разломов**

Зоны разломов литосферы являются открытыми неравновесными динамическими системами. Их эволюция представляет собой синергетический процесс последовательной смены структурных уровней деформации с характерными для каждого из них системами разрывных нарушений, обладающих фрактальными свойствами. Определяющая роль при смене структурных уровней принадлежит процессам самоорганизации систем разрывных нарушений, сопровождающимся формированием «разрывных диссипативных структур (РДС)». В масштабе геологического времени РДС являются короткоживущими, их возникновение указывает на то, что охваченные самоорганизацией системы разрывов находятся в критическом, переходном состоянии своей эволюции. Они исчерпали возможность развития в рамках существующего структурного уровня, и в условиях прогрессирующей деформации их перестройка неизбежна. Согласованное, кооперативное поведение систем разрывов в РДС способствует аккумуляции и росту напряжений в ее пределах. Выход системы разрывов из критического состояния с переходом их эволюции на новый структурный уровень сопровождается распадом РДС и разрядкой накопленной энергии. Чем больший объем области динамического влияния крупного разлома вовлечен в процесс самоорганизации, тем потенциально более энергоемкой будет возникающая РДС.

---

<sup>1</sup> Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

Авторами предпринята попытка выработки качественных и количественных критерииов выявления и диагностики критических состояний систем разрывов в РДС на основе результатов физического моделирования. Выбор модельного материала и граничных условий экспериментов осуществлялся в соответствии с условиями динамического подобия, определяемыми через критерий:  $\sigma$  – плотность,  $g$  – ускорение свободного падения  $\rho$  – вязкость,  $\eta g L T = \text{const}$ , где  $\rho/\eta$  падения,  $L$  – линейные размеры,  $T$  – время. В экспериментах в качестве модельного материала использована водная паста монтмориллонитовой глины.

Проведено два типа экспериментов. Первый из них был направлен на поиск структурных критериев РДС. Моделируемые процессы в ходе экспериментов фотографировались через заданные временные интервалы. На основе каждой фотографии впоследствии составлялись структурные схемы, последовательно отражающие структурную эволюцию зоны разлома. Второй тип экспериментов был направлен на поиск динамических критериев РДС через изучение динамики акустической эмиссии (АЭ), излучаемой зоной формирующегося разлома. Таким образом, фактурную основу анализа составляли структурные схемы и спектры АЭ.

**Структурные критерии диагностики РДС.** Эволюция зоны разлома в модели, независимо от его генетического типа, проходит направленно от многочисленных мелких разрывов, через переход в пассивное состояние одних и разрастание других, с последующим их избирательным объединением в единый магистральный шов. Этот процесс протекает в три стадии. По ходу структурных преобразований от стадии к стадии постепенно снижается активность части непротяженных разрывов с последующим их переходом в пассивное, латентное состояние на фоне роста разрывов наибольшей длины с одновременным уменьшением их количества. Учитывая это обстоятельство, с каждой фотографии сначала составлялись два типа структурных схем. На первых из них отражались все разрывы, существующие на момент фотографирования, на вторых – только те, которые были активны, т.е. их крылья смещались относительно друг друга за контрольный интервал времени. Анализ структурных схем проводился на качественной и количественной основе.

По структурным схемам первого типа визуально выявлялись временные интервалы, предшествующие существенным разномасштабным структурным преобразованиям внутриразломных систем разрывов, т.е. те временные интервалы, в рамках которых, согласно исходной концепции, развивались процессы самоорганизации, приводящие к формированию РДС. В дальнейшем в оконтуренных участках зон разломов, потенциально благоприятных для формирования РДС, последовательно для всех временных интервалов промерялись длины всех попавших в них разрывов с последующим построением графиков  $N - L$ , где  $N$  количество разрывов длиной  $L$ . Полученные результаты показали, что в пределах тестовых площадок соотношение разрывов разных длин постоянно меняется во времени. Установлено, что в периодически возникающих РДС

распределение разрывов по длинам отличается иерархической соподчиненностью и самоподобием, тогда как вне их это распределение имеет случайный хаотический характер.

За количественные критерии временной диагностики и пространственной локализации возникающих РДС в ходе эволюции зоны крупных разломов в модели приняты: фрактальная размерность  $D$  и информационная энтропия  $Sinf$ . Последняя, как известно, являясь функцией состояния открытой неравновесной динамической системы, указывает на наличие или отсутствие в ней процессов самоорганизации.

Для полученных с моделей структурных схем рассчитывались значения фрактальной размерности  $D$  и информационной энтропия  $Sinf$ , а также величины их изменения ( $\Delta D$  и  $\Delta Sinf$ ) за контрольные интервалы времени. Расчет первых двух параметров осуществлялся в двух вариантах. Сначала для анализируемой схемы определялось по одному обобщенному значению  $D$  и  $Sinf$ , затем тестовая площадь делилась на субплощадки, и эти же параметры рассчитывались для каждой из них, с последующим отображением полученных результатов в виде графиков или схем распределения площадного распределения расчетных величин в изолиниях.

Как уже отмечалось выше, формирование зоны крупного разлома в модели протекает в рамках трех стадий с определяющей ролью разномасштабных процессов самоорганизации во всех структурных преобразованиях. Стадийность деструктивного процесса и проявление процессов самоорганизации развивающихся систем разрывов находят отражение в вариациях фрактальной размерности. Так, масштабным процессам самоорганизации, сопровождающимся структурными перестройками в пределах всей разломной зоны, предшествует рост фрактальной размерности внутриразломных систем разрывов. Факт роста фрактальной размерности говорит о том, что в преддверии структурных перестроек происходит формирование РДС, в пределах которых усиливается степень геометрической сложности и самоподобия анализируемых систем разрывов. Анализ вариаций информационной энтропии разрывов в пределах двух типов схем показал, что ее значения уменьшаются перед структурными перестройками. Повышение фрактальной размерности и уменьшение информационной энтропии систем разрывных нарушений в РДС, находящихся в критическом состоянии перед структурными перестройками, говорит о том, что эволюция как всей совокупности разрывных нарушений, так и ее активной части идет по пути усложнения ее структурной организации с повышением степени кластеризации и упорядоченности.

Пространственное распределение  $D$ ,  $Sinf$  в зоне разлома имеет дифференцированный характер в виде чередующихся локальных максимумов и минимумов. Локальные максимумы этих параметров не являются стационарными, и по мере развития деформационного процесса меняются их местоположение, количество и размеры. Несмотря на свою мобильность, области повышенных значений  $D$  и  $Sinf$  разрывов для струк-

турных схем I и II типов с высокой степенью вероятности пространственно совпадают, а расчеты их парной корреляции показывают тесную прямую взаимосвязь.

**Динамические критерии диагностики РДС.** В процессе формирования зоны сдвига в модели приводилась инструментальная регистрация сигналов АЭ. Полученные записи разбивались на десятисекундные интервалы, и для каждого из них подсчитывались: общее количество сигналов ( $N$ ), раздельное количество сигналов в группах разной амплитуды  $n$ , суммарное количество выделившейся акустической энергии ( $E$ ) и средняя энергия импульса. В последнем случае за энергетический показатель сигнала принималась его амплитуда, выражаемая в условных единицах. По этим исходным цифровым данным рассчитывались фрактальная размерность для  $N$  и информационная энтропия для  $N$  и  $E$ .

На рисунке, фрагмент А приведены графики вариаций  $N$  и  $E$ . Анализ характера соотношения этих параметров во времени позволил установить, что вне пределов РДС их изменение связано прямой зависимостью: рост количества сигналов сопровождается ростом выделившейся акустической энергии, с соответствующим ростом средней энергии единичного сигнала. В РДС связь между  $N$  и  $E$  меняется на обратную: рост первого параметра сопровождается уменьшением второго. Анализ распределения сигналов АЭ по группам с разной амплитудой показал, что в пределах РДС существенно возрастает количество сигналов малых амплитуд на фоне сокращения количества сигналов с большими амплитудами, что приводит снижению значений средней энергии импульса. При этом в распределении сигналов по амплитудам проявляется масштабно-иерархическое самоподобие, чего не наблюдается вне пределов РДС; это находит отражение в снижении значений информационной энтропии ( $Sinf\ n$ ) (см. рисунок, фрагмент Б). Аналогичным образом ведет себя информационная энтропия  $Sinf\ E$ , уменьшаясь в пределах существования РДС (см. рисунок, фрагмент Б). Информационная энтропия  $Sinf\ N$ , без разделения сигналов АЭ на группы, увеличивается в пределах первого временного интервала существования РДС (451–531с) и уменьшается в пределах второго (811–891с) (см. рисунок, фрагмент Б).

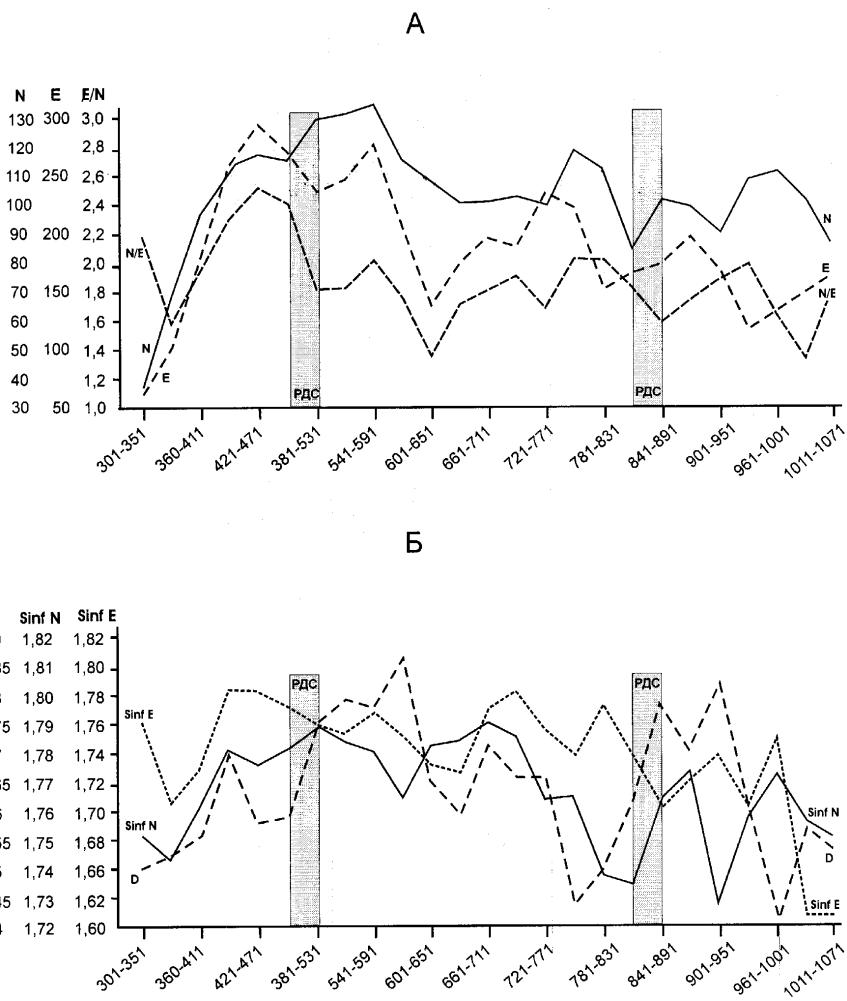
Анализ вариаций фрактальной размерности  $N$  показал, что ее значения в пределах РДС возрастают (см. рисунок, фрагмент Б).

Полученные результаты позволяют определить основные критерии пространственно-временной диагностики критических состояний систем разрывов в зонах крупных разломов в пределах РДС.

Из них следует, что:

1) в зонах крупных разломов потенциально благоприятными для возникновения РДС являются участки с высокими значениями информационной энтропии  $Sinf$  и фрактальной размерности  $D$  внутриразломных систем разрывов;

2) в пределах РДС общее количество сигналов акустической эмиссии существенно возрастает, за счет увеличения числа событий низких энер-



**Рисунок.** Вариации параметров акустической эмиссии в процессе формирования сдвиговой зоны в упруговязкопластичной модели (пояснения символов см. в тексте)

гетических классов на фоне сокращения событий высоких классов; при этом снижаются суммарное количество выделившейся акустической энергии и средняя энергия одного события в рамках единичных временных интервалов;

3) в целом в пределах РДС сигналы акустической эмиссии, без учета их энергетического класса, стремятся к равномерному пространственно-временному распределению, что выражается в росте значений информационной энтропии  $Sinf$  и росте значений фрактальной размерности  $D$ ;

4) в пределах РДС происходит кластеризация сигналов акустической эмиссии разных энергетических классов, что отражается в снижении значений информационной энтропии  $S_{inf}$  для  $n$  и  $N$ .

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-64327, 05-04-64348) и СО РАН (интеграционные проекты № 6.18 и № 27).

---

**С.А. Борняков<sup>1</sup>, С.И. Шерман<sup>1</sup>, А.В. Черемных<sup>1</sup>, Ю.А. Терентьев<sup>1</sup>**

---

**Особенности эволюционной динамики нестационарной сети разрывов в зонах крупных разломов (по результатам физического моделирования)**

Исследование пространственно-временных закономерностей распределения сейсмических событий в областях динамического влияния разломов Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) показало целесообразность выделения двух типов разломных сетей – «стационарной» и «нестационарной». Первая из них включает в себя все без исключения разломы, существующие на сегодняшний в структуре литосферы БРЗ, тогда как вторая учитывает только их активную часть. В последнем случае, за активные разломы принимались те из них, в области динамического влияния которых имели место землетрясения за контрольный интервал времени. Анализ данных по сейсмичности БРЗ показал, что нестационарная сеть весьма мобильна во времени, в сейсмическую активизацию вовлекаются то одни, то другие группы разломов. Выявить закономерности пространственно-временной миграции их активности сложно из-за относительно короткого временного ряда инструментальных наблюдений за сейсмичностью.

Для получения дополнительной информации по эволюционной динамике нестационарной сети зон крупных разломов авторы воспользовались результатами физического моделирования сдвиговых зон. Эксперименты выполнены с соблюдением условий подобия на упруговязкопластичных моделях. Исходным фактическим материалом для анализа служили серии фотографий, последовательно отснятых через равные интервалы времени в ходе экспериментов и показывающие пространственно-временную динамику структурных преобразований в моделируемых разломных зонах. С каждой фотографии составлялись два типа структурных схем. На первый тип схем выносились все разрывы, существующие в зоне разлома на момент фотoreгистрации, что в плане выше отмеченной терминологии соответствует стационарной сети. На втором типе схем, в свою очередь соответствующих нестационарной сети, отражались только те разрывы, у которых за контрольный интервал времени зафиксированы смещения крыльев.

---

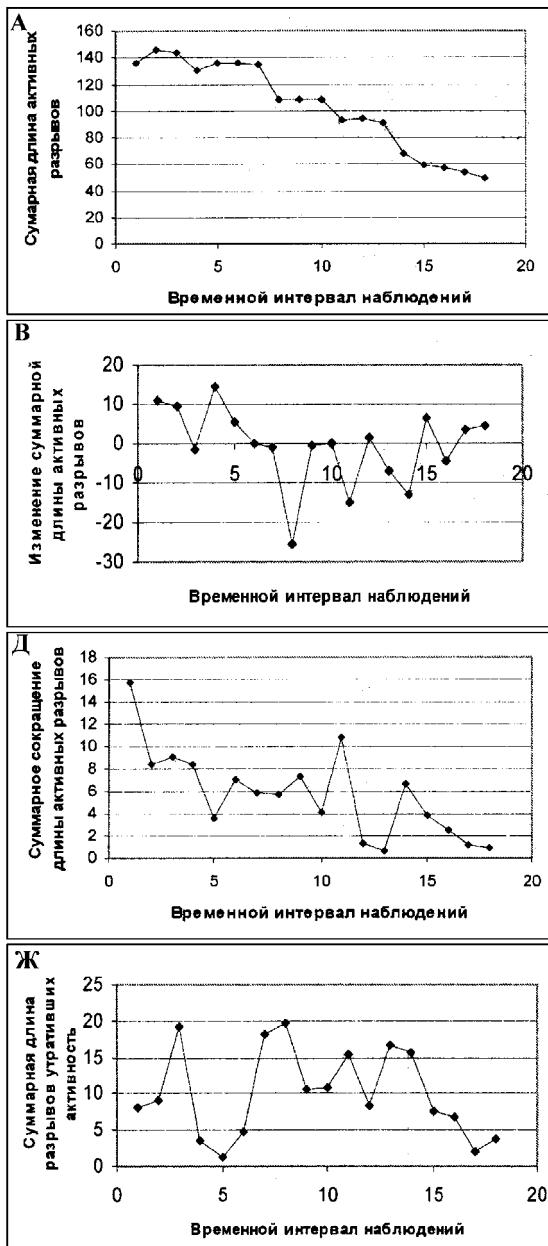
<sup>1</sup> Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

Эволюция зоны разлома в модели протекает в три стадии и, не зависимо от его генетического типа, имеет направленный тренд структурообразования, – от многочисленных мелких разрывов, через их разрастание и избирательное объединение к магистральному шву. В пределах стадии эволюционируют системы разрывов определенных морфологии, генезиса и масштабного ранга. При переходе от стадии к стадии происходит быстрая перестройка разрывной сети с заложением новой системы разрывов следующего масштабного ранга. На приведенных ниже графиках временные интервалы 0–6 мин, 6–15 мин и 15–18 мин отвечают первой, второй и третьей стадиям, а временные интервалы 5–6 мин и 14–15 мин – переходным состояниям внутриразломной структуры, т.е. перестройкам. По ходу структурных преобразований от стадии к стадии постепенно снижается активность части непротяженных разрывов с последующим их переходом в пассивное, латентное состояние на фоне роста разрывов наибольшей длины с одновременным уменьшением их количества. Учитывая это обстоятельство, с каждой фотографии сначала составлялись два типа структурных схем. На первых из них отражались все разрывы, существующие на момент фотографирования, на вторых – только те, которые были активны, т.е. их крылья смешались относительно друг друга за контрольный интервал времени.

Анализ количественных соотношений между суммарными длинами разрывов стационарной и нестационарной сети показал, что они лимитированы и зависят от стадии развития разлома. Так суммарная длина активных разрывов нестационарной сети составляет 35–25%, 25–15% и 15–10% от суммарной длины разрывов сети стационарной в конце первой, второй и третьей стадий, соответственно. Из этого следует, что в зоне крупного разлома к концу первой стадии его формирования в пассивном состоянии окажется сеть разрывов, суммарная длина которых составит 65–70% от суммарной длины всех разрывов, и 75–85% и 85–90% к концу второй и третьей стадий, соответственно.

Суммарная длина активных разрывов и их количество варьируют в пределах временного интервала наблюдений, в целом уменьшаясь (рисунок, фрагменты А, Б), хотя в деталях этот процесс не однонаправлен (см. рисунок, фрагмент В). Видно, что на общем фоне сокращения этих параметров наблюдаются и периодические их возрастания. Более отчетливо это проявляется в рамках первой стадии, где отмечаются преимущественный рост суммарной длины активных разрывов и незначительный прирост их количества, которые после первой перестройки сменяются существенным уменьшением, продолжающимся вплоть до конца второй стадии. После второй перестройки в рамках третьей стадии, когда в области динамического влияния разлома формируется единый магистральный шов, анализируемые параметры стабилизируются, достигая своих минимальных значений.

Изменение суммарной длины разрывов нестационарной сети складывается из нескольких составляющих. В процессе эволюции зоны разлома



**Рисунок.** Вариации параметров активных разрывов в зоне формирующегося разлома (пояснения см. в тексте)

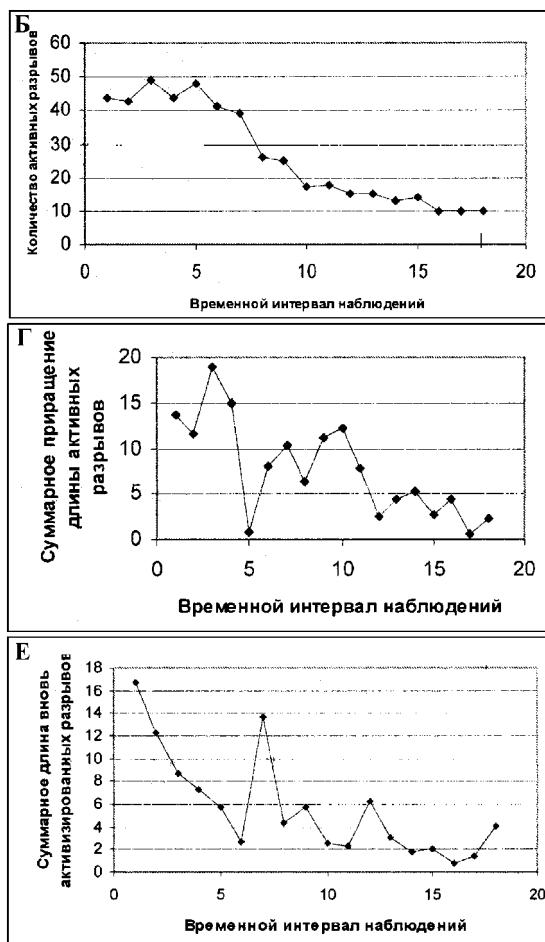


Рисунок. окончание

одни разрывы, оставаясь активными, увеличиваются в размерах за счет частичного разрастания, другие, наоборот, становятся короче. Эти изменения также носят неравномерный во времени характер (см. рисунок, фрагменты Г, Д). Как видно из приведенных графиков перед перестройками изменение длии активных разрывов минимизируется. Практически прекращается их разрастание (см. рисунок, фрагмент Г) и существенно уменьшается сокращение длины (см. рисунок, фрагмент Д). Изменение суммарной длины разрывов нестационарной сети также обусловлено изменением их активности, когда одни разрывы прекращают свое развитие и переходят в пассивное состояние, другие же будучи какое-то время пас-

сивными, наоборот, при благоприятных условиях снова активизируются. Из графиков, отражающих проявление этих процессов во времени, видно что активизация и пассивизация разрывов наиболее динамично протекают в начале каждой стадии, постепенно сокращаясь к их концу перед структурными перестройками (см. рисунок, фрагменты Е, Ж).

Анализ полученных экспериментальных данных показывает отсутствие значимых парных корреляций в вариациях перечисленных выше параметров в пределах всего временного интервала наблюдений. Лишь в периоды структурных перестроек проявляются некоторые устойчивые тенденции в их поведении. Это находит объяснение с позиции особенностей эволюционной динамики зон разломов. Как было показано нами ранее, внутриразломные системы разрывов в зоне разлома могут находиться в двух динамических состояниях, – организации и самоорганизации. В первом случае, характерном для стадий, они развиваются хаотично, обособленно друг от друга и в конкуренции друг с другом, что не благоприятствует проявлению каких-либо закономерностей в их динамической активности. Во втором случае, характерном для заключительного этапа стадий и перестроек, разрывы наоборот проявляют кооперативные свойства, развиваясь в тесной взаимосвязи как единая система, с соответствующим проявлением закономерного поведения характеризующих их параметров. Из этого следует, что при поисках закономерностей в пространственно-временной активизации разломов в крупных разломных зонах следует учитывать степень его структурной зрелости и характер динамического состояния как единой системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-64327, 05-04-64348) и СО РАН (интеграционные проекты № 6.18 и № 27).

---

В.С.Бочкирев<sup>1</sup>, А.М.Брехунцов<sup>1</sup>, Н.П.Дешеня<sup>1</sup>

---

## **Стадии континентального рифтогенеза на примере Урало-Сибирской области, Аппалачей и Австралии**

Рифтогенные впадины Урало-Сибирской области, Аппалачей и востока Австралии формировались в триас-юрское время. Их предыстория и пострифтовая судьба хорошо изучены. По структурному положению и геодинамическим признакам рассматриваемая группа впадин существенно отличается от других систем рифтогенных впадин и вторичных грабенов континентов.

**Урало-Сибирская область.** В ее пределах выявлены впадины трех возрастных генераций: триасовые (без рэта), рэт-лейасовые и ранне-среднеюрские. Число впадин в регионе постоянно пополняется. В течение

---

<sup>1</sup> Сибирский научно-аналитический центр (СибНАЦ), Тюмень, Россия

2002–2005 гг. выявлено пять новых грабенов, выполненных туринской серией триаса и два грабена с челябинским тафрохтоном (верхний триас – низы лейаса). Новые впадины вписались в ранее выявленную зональность их распространения [1]. Распространение впадин очень широкое.

Впадины с туринским и челябинским тафрохтонами образуют компактную область овального очертания, вытянутую от Тургайского прогиба на северо-восток. Они образуют тафрогенный структурный ярус. Более молодая генерация грабенов выполнена угленосной убаганской серией, имеющей ранне-среднеюрский возраст. Впадины юрского возраста прослеживаются в виде широтной полосы от Южного Урала через Центральный Казахстан до Кузнецкого бассейна. Не исключено, что эта полоса на востоке включает Забайкалье.

Для впадин с туринским тафрохтоном характерны размеры от 2x5 км до 200x150 км и глубина до 4,5 км. Тафрохтон имеет обычно трехчленное строение и начинается свитой грубообломочных пород мощностью от 20 до 500 м. Средняя часть представлена базальтами с прослоями осадочных пород и телами риолитов. Среди базальтов преобладают известково-щелочные, а толеитовые тяготеют к краевым районам распространения. Мощность разреза достигает 1,5–2,5 км. Верхний горизонт сложен угленосными отложениями с покровами базальтов (омская свита) и риолитов (конитлорская, чернышевская свиты). Мощность образований 0,5–1,5 км. Наиболее крупными впадинами являются Сургутская, Ильино-Борисовская и Кушмурунская.

Впадины, выполненные туринским и челябинским (карашиликским) тафрохтонами, отличаются линейностью. Длина их достигает 180 км, ширина около 10 км и глубина 4,5–5,5 км (Челябинский, Карабашликский и др.). Челябинская серия является угленосной и вмещает пласти бурого угля до 40–200 м мощности. Мощности серии от 400 до 1200 м. Вдоль прибрежных надвигов и горстов прослеживаются складки с опрокинутым залеганием и сдвиговыми дизъюнктивами.

Вдоль восточного склона Урала от Ивделя до Заполярья и вдоль западного склона Центрально-Казахстанского щита и его северного борта выявлены цепочки грабенов, выполненных только челябинской серией. Их длина около 10 км, ширина 3–4 км и глубина до 600 м. Угленосные отложения вдоль бортов смяты в складки и разбиты взбросами.

Рифтовые впадины тафрогенного структурного яруса пережили, как видим, три стадии: зарождения (туринское время), переуглубления (челябинское время) и складчатости – раннеюрское время.

Следующая группа впадин образует дейтероорогенный, по К.В.Боголепову, структурный ярус. Рифтовые впадины этого типа отличаются большими размерами и относительной простотой строения, – Орский грабен, приишимская группа впадин, хотя и у них встречаются надвиговые ограничения (Майкубеньский рамповый грабен). Глубина их редко превышает 1500 м. Все они угленосные и содержат свиты грубообломочных пород и краевые конгломераты. Юрские отложения чаще

всего обнажаются или, по окраинам Западно-Сибирского бассейна, перекрыты палеогеном или верхним мелом (Бочкарев, 1973г.). В южной части Тургайского прогиба впадины перекрыты верхней юрой. Юрские впадины испытали две стадии развития: заложения и сжатия. Убаганская и глушинская серии, выполняющие впадины, залегают преимущественно на палеозойских и докембрийских образованиях.

Условия образования впадин и дислоцированность тафрохтонов мы объясняем следующим образом и причинно связываем с предшествующим орогенезом. Уральская складчатость завершилась 248–250 млн лет назад и испытала зрелую пенепленизацию, поскольку породы туринской серии залегают на коре выветривания. Это значит, что размыт горной страны, который происходил по мере развития складчатости, привел к снятию огромной гравитационной нагрузки на мантию. Кроме того, сама консолидация земной коры явилась экраном для мощного теплового потока, который был высоким в эпоху внедрения гранитоидов и образования позднепалеозойских риолитов. Обе эти причины, вероятно, привели к кратковременному «всплытию» верхней мантии, что привело к аркогенезу – выпучиванию земной коры, ее растрескиванию с образованием рифтовых впадин и излияниями базальтовых лав. Область распространения туринской серии полностью вписывается в зоны интенсивной кратонизации пермотриасового времени. Этим объясняется кратковременный перерыв – около одного миллиона лет, не более, между консолидацией фундамента Урало-Сибирской платформы и началом аркогенеза. Поэтому последний мы считаем явлением, унаследованным от регионального орогенеза. В одной из публикаций было отмечено, что для континентального рифтогенеза следует искать причину сбоку, извне [2]. По отношению к Урало-Алтайскому орогену боковым следствием был пермотриасовый синорогенез, включавший рифтовые структуры по его периферии. Для Альпийской складчатой системы синорогенными рифтами стали Рейнский, Лиманский и другие грабены Центральной Европы и кайнозойские платобазальты на Центральном Французском массиве и в других районах.

Рифтовые впадины дейтероорогенного этапа – ранняя–средняя юра, – сформировались другим путем. Здесь сводовое поднятие возникло в качестве порога, разделявшего Западно-Сибирскую и Туранскую геосинеклизы, где прогибание фундаментов было встречным, т.е. с севера и с юга. Вероятно, конвективные подкоровые ячейки перемещаясь, интерферировали, когда их теплохимические вихри были на встречных сторонах направлены вниз. Вспомним, что такие современные области поднятий, как Урал и Аппалачи, отличаются резко пониженными тепловыми потоками. Эти поднятия, как и юрские грабены, не сопровождаются излияниями базальтовых лав. Длительность жизни дейтероорогенных рифтовых впадин составляет 25–30 млн лет, т.е. столько, сколько характерно в среднем для континентальных рифтовых впадин [2].

В связи с высокой дислоцированностью впадин, выполненных нижнemезойскими отложениями на западе Западно-Сибирской равнины и на

восточном склоне Урала, эти впадины первоначально относились к фундаменту и считались элементами геосинклинального цикла развития (А.П.Карпинский, О.С.Вялов, Н.Н.Ростовцев, А.В. Хабаков, В.Е.Хайн и др.). Отражением указанного направления явился термин «доюрский фундамент». Логическим аргументом было также широкое распространение раннемезозойских впадин за пределами чехла юрско-кайнозойских отложений. Получалось, что область их развития очерчивает древние киммериды, на чем настаивали О.С.Вялов (1937г.) и В.П.Ренгартен (1950г.). Однако после исследований А.Л.Яншина (1936г.), доказавшего, что складчатость на Урале и формирование надвигов завершились к среднему триасу, эти образования стали относить к нижнему платформенному ярусу чехла (Н.С.Шатский, 1951г.; А.Л.Яншин, 1965г. и др.).

Если верхний возрастной предел туринской серии ограничить карнийским веком, то туринский тафрохтон формировался в течение 251,0–216,0 млн лет, т.е. 35 млн лет, а челябинский – 20 млн лет. Для дейтеророгенного типа рифтов влияние мантийных источников является внешним, по выражению Ю.Г.Леонова [2], так же как и для синорогенных. Но длительность последних не превышает 3–5 млн лет. Они в некотором смысле мгновенны, катастрофичны.

**Аппалачи и Приатлантическая равнина.** В этом регионе, как и в Зауралье триасовые грабены выполнены базальтами и угленосными толщами. Грабены имеют очень крупные размеры и встречаются от Флориды до Канады. На востоке, где появляется чехол, грабены без структурного подобия перекрыты верхним мелом и, местами, нижним. Таким образом, и в этом регионе нет данных, которые бы доказывали, что грабены перерождаются в прогибы.

**Восточная Австралия.** Этот регион сложен герцинидами. Здесь установлено три грабена триасового возраста: Мэриборо, Кларенс-Меретон и Эск. Юрско-меловой чехол здесь, как и на восточном склоне Урала, отсутствует.

Сравнивая триасовые грабены трех регионов, мы приходим к выводу, что все они обусловлены геосинклинальной предысторией, но не являются этапом в геосинклинальном цикле тектогенеза. Это – самостоятельный этап – катаплатформенный аркогенез.

В обстановке катаплатформенного аркогенеза сформировались десятки «тафрогеосинклиналей» в Аппалачах и на Приатлантической равнине, в Западной Сибири и на востоке Австралии. Поэтому зарождающийся рифтогенез, сопутствующий срединно-океаническим хребтам (СОХ), – явление иного типа и порядка на планете, чем традиционные рифтовые впадины на континентах. Ортодоксальные рифты – спутники мирового талассогенеза или, точнее, рубцы на теле планеты, развивающиеся на наших глазах. У них нет предыстории, а отдельные отрезки, например, в Атлантическом океане, сложены не молодыми базальтами, а древними кристаллическими сланцами [3]. Природа таких рифтов еще не выяснена.

## **Литература**

1. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дешеня Н.П., Лукомская К.Г., Тулубаев С.А. Геодинамика Западной Сибири в триасовом периоде // Горн. ведомости. 2005. № 3 (10). С. 4–19.
2. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
3. Погребицкий Ю.Е., Трухалев А.И. Происхождение глубинных базит-гипербазитовых пород – ключевая проблема геологии Срединно-Атлантического хребта // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 49–62.

**Г.В. Брянцева<sup>1</sup>, О.Р. Хубаева<sup>2</sup>**

## **Новейшие деформации северной части острова Парамушир**

Остров Парамушир – один из наиболее изученных островов Курильского архипелага, но, тем не менее, вопросы разрывной тектоники и ее роли в развитии данного района еще далеки от решения.

Выявление проявленных в рельефе новейших разрывных нарушений проводилось по методике, разработанной Н.П. Костенко. При структурно-геоморфологическом дешифрировании топографической карты предполагается, что линейное расчленение рельефа отражает наиболее благоприятные условия эрозии, связанные с зонами повышенной трещиноватости и дробления пород, а избирательная разработка флювиальными процессами этих зон в ряде случаев может проявиться даже под покровом лавовых потоков и других четвертичных отложений [2]. Проверка положения разрывных нарушений, выявленных при дешифрировании топографической карты, проводилось по данным анализа комплексных геолого-геоморфологических профилей.

При анализе топографической карты выявлено общее складчато-блоковое строение северной части острова, которое определяется парагенетическим соотношением линейных и кольцевых разрывных нарушений. Линейные разрывные нарушения представляют собой сочетание разрывов различных простиляний. Главной является субмеридиональная зона, состоящая из системы разломов ССВ простиляния, которая нарушается системами разломов СЗ простиляния. Смещение последних свидетельствует о левосдвиговой компоненте движений по разломам СЗ простиляния, с которыми сопряжены разломы СВ простиляния; правосдвиговое перемещение по ним фиксируется во впадинах (предположительно троговых долинах), разрабатываемых реками Наседкина, Птичья и другими на востоке острова. Кроме сдвиговой компоненты, по отдельным разломам устанавливается и сбросовая составляющая. Субширотные зоны нарушений слабо выражены в рельефе, поэтому их дешифрирование по топографической карте затруднено. Однако ряд факторов

<sup>1</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

указывает, что они являются скорее всего раздвигами. Данные о разломах подтверждаются проведенными ранее работами [5].

Формирование такой сопряженной системы разломов может быть следствием действия субмеридиональных сжимающих усилий с пологой или субгоризонтальной ориентировкой векторов сжатия и растяжения, что согласуется с существующими тектоническими представлениями [4].

К разломам различных простираций приурочены интрузии и вулканические конусы. В северной части острова, в районе горы Ветровая, во время полевых работ были откартированы системы даек и зоны сгущения некков, приуроченные к разломам СВ простирания.

Вдоль субмеридиональной зоны разломов, чаще всего в участках ее пересечения с разломами СЗ и СВ простираций, располагается цепочка сложно построенных вулканических центров с кальдерами (вулканы Козыревского, Вернадского, Эбеко) и стратовулканы, как потухшие, так и действующие. Заложение этих вулканов произошло на осевой части крупной линейно вытянутой в субмеридиональном направлении проницаемой зоны земной коры [3]. Длительное поступление к поверхности магматических расплавов андезибазальтового состава поддерживало высокий уровень активности вулканов, которая завершилась заложением наиболее молодых вулканов Эбеко и Неожиданный. Объединенные постройки последних сложены лавами двупироксеновых андезитов и андезибазальтов, их вулканическая деятельность сохраняется и в настоящее время [1, 3].

Анализ построенной карты новейших деформаций показывает взаимосвязь современных действующих вулканов с выделенными нами разрывными нарушениями. Вулканическая постройка Эбеко приурочена к структурному узлу, образованному пересечением диагональных разломов с северным окончанием главной субмеридиональной зоны, а вулкан Неожиданный – к разлому СВ простирания. Оба вулкана находятся в пределах отдешифрированной по топокарте кольцевой структуры. Возможно, происходит миграция активного вулканизма по главной субмеридиональной зоне с юга на север, что объясняет современную деятельность вулканов Эбеко и Неожиданный. На юге исследуемой территории расположен действующий вулкан Ферсмана, приуроченный к субширотному разлому, что подтверждает его раздвиговую составляющую [4].

Термальным проявлениям северной части о-ва Парамушир уделяется большое внимание. В Северо-Парамуширском геотермальном районе выделяются два максимума термальных источников. Холодные источники рассеяны в СВ части района и явно тяготеют к отдешифрированным разломам разных направлений.

Первый максимум термальных источников приурочен к жерловой части вулкана Эбеко, второй – к верховьям долины р. Юрьева. Скорее всего, оба максимума высокотемпературных источников и вулкан Эбеко связаны с единым разломом СЗ–ЗСЗ простирания. Это совпадает с мнением ряда авторов о генетической связи гидротерм с магматической питающей системой вулкана Эбеко и смежных вулканоструктур.

К проявлениям гидротермальной деятельности относится и образование опалитов, которые могут концентрироваться в нескольких километрах от гидротермального резервуара. Откартированные поля опалитов приурочены к южной части субмеридиональной зоны разлома, где расположены потухшие вулканы Козыревского, Билибина и др. По всей вероятности, они являются свидетельством гидротермальной деятельности в этом районе в период активной деятельности вулканов.

Таким образом, проведенные структурно-геоморфологические исследования на территории Северо-Парамуширской гидротермальной системы позволили установить сеть новейших разломов и определить сдвиговую кинематику диагональных разломов: СЗ – левосдвиговую компоненту, СВ – правосдвиговую, которые не противоречат современному полю напряжений.

### Литература

1. Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Сугробов В.М. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: геологическое строение, концептуальная модель, геотермальные ресурсы // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 34–50.
2. Костенко Н.П., Брянцева Г.В. К проблеме структурно-геоморфологического дешифрирования в условиях закрытых пространств // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2004. № 4. С. 34–38.
3. Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю., Курбатов А.В., Несмачный И.А. Вулкан Эбеко (Курильские острова): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 69.
4. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 514).
5. Хубаева О.Р., Шульга О.В., Котенко Л.К., Котенко Т.А. Морфоструктура и оценка выноса тепла в северной части острова Парамушир // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма: Материалы международного Курило-Камчатского семинара. Петропавловск-Камчатский: ОТТИСК, 2005. С. 181–194.

---

А.Н. Булгатов<sup>1</sup>

### Проблема «Древнего темени Азии» Зюсса–Обручева в свете современных данных

Прошло чуть более 100 лет после выхода в свет III тома «Лика Земли» Э. Зюсса, в котором была выдвинута концепция «Древнего темени Азии». Единомышленником Э. Зюсса в России был В.А. Обручев, отстаивающий эту концепцию около 40 лет, почти до конца своих дней. Правы те исследователи, которые называют концепцию «Древнего темени Азии» концепцией Зюсса–Обручева. В 2003 г. отмечался юбилей – 140-летие со дня рождения В.А. Обручева, а в 2006 г. – 50-летие со дня его кончины. Мы посвящаем нашу работу 100-летию концепции «Древнего темени Азии» и знаменательным датам жизни В.А. Обручева.

---

<sup>1</sup> Геологический институт(ГИН) СО РАН, 670047, Улан-Удэ, Россия

Для разработки Э. Зюссом концепции «Древнего темени Азии» большую роль сыграли: статья И.Д. Черского (1886 г.), которую В.А. Обручев перевел на немецкий язык и послал Э. Зюссу в 1891 г.; информация В.А. Обручева по геологическому строению Центральной Азии, переданная при личной встрече в 1889 и 1890 гг. в Вене, в письмах, которыми Зюсс и Обручев обменивались с 1891 по 1914 г., в книгах и статьях, посланных Обручевым Зюссу. Э. Зюсс был бесконечно благодарен В.А. Обручеву, и он признался, что характеристика геологии Азии в «Лике Земли» больше принадлежит Обручеву, чем ему самому. Таким образом, идея о древнейшей материи Азии была предложена И.Д. Черским, оформлена в виде концепции «Древнего темени Азии» Э. Зюссом, поддержана и глубоко разработана В.А. Обручевым.

Как известно, эта концепция подвергалась широкому обсуждению. Л. де Лоне, Э. Арган, Л. Кобер, А.А. Борисяк, М.М. Тетяев, Я.С. Эдельштейн отрицали «Древнее темя» и на его месте выделяли каледониды. В.А. Обручев в своих первых работах, опубликованных в 1923–1924 и 1927 гг., полностью поддержал концепцию Зюсса. В последующих своих трудах, выпущенных в 1932, 1935, 1939 гг., под «Древним теменем Азии» он понимал Западное Прибайкалье, Западное Забайкалье, Северо-Байкальское нагорье, Олекминско-Витимскую горную страну и Патомское нагорье. Последнюю свою работу, посвященную рассматриваемой проблеме, он опубликовал в 1951 г. [8]. «Древнее темя», по его мнению, сложено комплексами пород AR, PR<sub>1</sub> и PR<sub>2</sub>, и в конце протерозоя в его пределах проявилась складчатость, которую Обручев назвал «эозойской»; оно представляло собой древнейшую сушу Сибири, не погружавшуюся полностью под уровень моря после эозойской складчатости. Он допускал затопление раннекембрийским морем части «Древнего темени», но это затопление было, по его мнению, кратковременным, совершенно недостаточным для накопления мощной толщи геосинклинальных осадков. Последняя была необходимой для того, чтобы последующий орогенез создал каледонскую складчатую область.

А.Н. Чураков [11], поддержав идею древнего темени Азии, предложил переименовать эозойскую складчатость В.А. Обручева в байкальскую, считая, что название складчатости должно соответствовать названию местности, где она выделена. На основе изучения эволюции нижнепалеозойского бассейна Иркутского амфитеатра М.М. Одинцов пришел к выводу о том, что Прибайкальское нагорье представляло собой довендинское складчатое сооружение и «отрицание концепции В.А. Обручева о Древнем темени должно быть пересмотрено» [9, с. 397].

В 1932 г. Н.С. Шатский выделил байкальскую зону складчатости конца докембра – первой половине кембра, охватывающей Байкальскую горную область, Восточный Саян и Енисейский кряж. Его поддержал Н.А. Флоренсов (1954 г.). Е.В. Павловский (1948, 1956 гг.) отнес Байкальскую горную область к каледонидам. В последующие годы тектонике Байкальской горной области посвятили свои работы многие ис-

следователи. По Л.И. Салопу (1964, 1967 гг.) геосинклиналь в этом регионе развивались в PR<sub>1</sub>, PR<sub>2</sub>, PR<sub>3</sub>, E<sub>1</sub>; по К.А. Клитину и др. (1970 г.) она развивалась также на протяжении всего протерозоя и завершилась орогенезом в венде; по Г.Л. Митрофанову [6, 7], геосинклиналь была заложена в рифее, а орогенный этап имеет позднерифейско-вендский возраст. Другие исследователи считают эту область каледонской (Беличенко, 1969, 1977 гг.; Бутов и др., 1974, 1988 гг.; Хоментовский, Шенфиль, 1976 г.). В.С. Федоровский, С.П. Кориковский (1980, 1985 гг.) также полностью отрицали проявления байкальской складчатости в Байкальской горной области и комплексы пород Байкало-Муйской, Патомской и Кодаро-Удоканской зон отнесли к PR<sub>1</sub>, а комплексы пород южнее Байкало-Муйской зоны – к каледонидам.

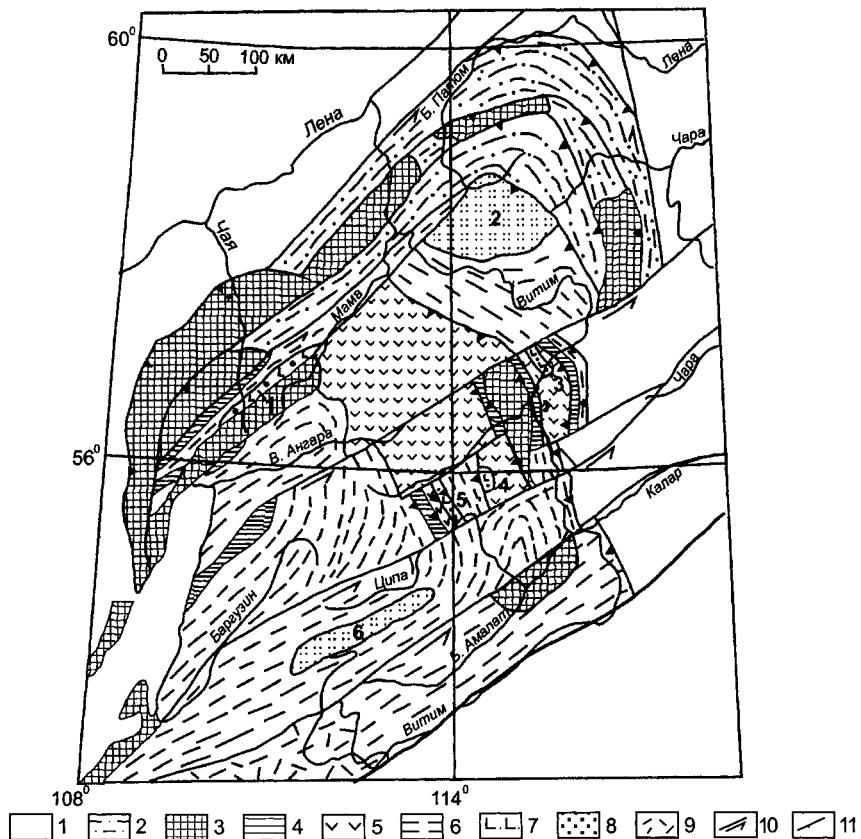
Начиная с 1967 г., строение и этапы формирования байкальской складчатой области в тектонотипе трактовались по-другому [1, 2]: заложение геосинклинали произошло в раннем рифее, а образование орогенных структур и комплексов – в конце его. Затем в обосновании этой концепции нами были опубликованы статьи и монография [3].

В последние годы были проведены значительные геохронологические исследования. Их результаты позволили пересмотреть начало образования геосинклинали или океанических комплексов, и они соответствуют примерно концу R<sub>2</sub> – началу R<sub>3</sub>, что касается возраста орогенного или синаккреционного этапа развития новые возрастные данные практически подтвердили прежние выводы о проявлении орогенеза в конце рифея [10].

Должны отметить, что граница рифея и венда принята на рубеже 600 млн лет в соответствии с решением Межведомственного стратиграфического комитета России (Дополнение к стратиграфическому кодексу России, 2000 г.) и использованы данные по абсолютному возрасту многих исследователей, ссылаясь на которые не позволил представленный объем для подобных работ).

Террейновый анализ в рамках геодинамики позволил выделить (рисунок) в Байкальской горной области кратонные терреины, сложенные раннедокембрийскими комплексами; рифейские Патомскую пассивную континентальную окраину, океанические, островодужные и турбидитовые терреины, синаккреционные структуры и комплексы [4]. Патомская окраина образована карбонатно-терригенными отложениями; океанические терреины – гипербазитами, габбро, базальтами EMORB-типа, гемипелагическими глинисто-кремнистыми и карбонатно-глинисто-кремнистыми породами; островодужные – туфами, туффитами и лавами плагиориолитов, андезитов и базальтов, турбидитовыми отложениями околодуговых бассейнов, массивами габбро, диоритов, тоналитов и трондьемитов. Возраст островодужных комплексов – от 880 до 812 млн лет. Нижняя часть разреза турбидитовых терреинов сложена песчано-сланцевыми отложениями, верхняя – сланцево-карбонатными.

Синаккреционными структурами являются впадины.



**Рисунок.** Схема расположения террейнов и синаккреционных структур в тектонотипе байкалид

1 – Сибирский кратон. Тектонотип байкалид: 2 – Патомская пассивная континентальная окраина; 3–6 – терреины (3 – кратонные, 4 – океанические, 5 – островодужные, 6 – турбидитовые); 7, 8 – комплексы синаккреционных впадин и прогибов (7 – осадочно-вулканогенные, 8 – осадочные); 9 – островодужный терреин нижнего кембрия; 10 – сдвиги; 11 – надвиги и сбросы. Синаккреционные впадины и прогибы (цифры на схеме): 1 – Сыннырская; 2 – Бодайбинский; 3 – Падринская; 4 – Жанокская; 5 – Юндекская; 6 – Витимкан-Усойский

Сыннырская – протяженностью около 150 км, шириной до 12–15 км контролируется зоной сдвигов. Внизу разреза впадины залегает толща пестроокрашенных базальтов, пикритобазальтов, их туфов сыннырской свиты с повышенным содержанием  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , V, LREE, излияние которых произошло в субаэриальных условиях. Они рвутся калиевыми риолитами с возрастом 711 и 700 млн лет ( $U-Pb$  по циркону). Затем последовательно образовались мелководные карбонатно-терригенные осадки

и низкотитанистые низкожелезистые и высокоглиноземистые базальты иняптуцкой свиты с возрастом 670 млн лет ( $\text{Rb-Sr}$ ) и алевролиты. Мощность пород впадины – примерно 6000 м.

Разрез в Падринской впадине начинают осадочные брекчии с угловатыми обломками подстилающих габброидов и плагиогранитов острово-дужного террейна. Выше по разрезу наблюдается чередование пестроо-крашенных туфориолит-дацит-базальтовых и алевролит-песчано-гравелит-конгломератовых пачек. Мощность пород впадины 3200–4500 м. Образование их происходило также в субаэриальных условиях. Вулканиты относятся к бимодальной серии. Базальты с повышенным содержанием  $\text{Ti}$ ,  $\text{P}$ , LREE. Дациты и риолиты K-Na субщелочные и нормальные, датированы цифрами 765 млн лет ( $\text{Rb-Sr}$  по риолитам), 730 и 590 млн лет ( $\text{U-Pb}$  по циркону риолитов брекчий).

В Жанокской впадине резко преобладают пестроцветные туфы и туфоловы риолитов и дацитов, им подчинены пирокласты андезитов, а комагматами являются пластовые тела и штоки гранит-порфиров, лейкогранитов. Они охарактеризованы такими цифрами абсолютного возраста: 712 и 715 млн лет ( $\text{Rb-Sr}$  по риолитам), 723 и 735 млн лет ( $\text{U-Pb}$  по циркону).

Вулканоплутоническая ассоциация Уендекской впадины объединяет риолиты, трахиты, гранит-порфиры, груботерригенные осадки. Абсолютный возраст магматических пород: 712 и 732 ( $\text{Rb-Sr}$ ), 723 ( $\text{U-Pb}$ ) млн лет.

Магматические породы синаккреционных впадин образовались в интервале 765–590 млн лет. Почти в этом же интервале времени (774–612) млн лет образовались плутоны: дунит-перidotит-троктолит-габбровый (Довыренский), перidotит-габбровые (Чайский, Ирокиндинский, Сунукитский, Заоблачный, Исполинский, Среднемамаканский), пироксенит-анортозит-габбровые (Кедровский, Якутский) и Слюдинский габбровый. Они относятся к коллизионному типу (Цыганков, 2005 г.). Синаккреционные гнейсо-граниты, гнейсовидные граниты и диориты, рвущие отложения турбидитовых террейнов, датированы  $\text{U-Pb}$  методом по циркону цифрами 790 и 738 млн лет (юг Байкальской горной области, р. Большой Амалат и верховья р. Абаги – правого притока Курбы), 787, 788 и 793 млн лет (центральная часть региона, левобережье среднего течения р. Ципа). Гнейсовидные граниты севера Муйского кратона (верховья р. Средний Мамакан) имеют возраст 784 млн лет, юга (р. Тулуя) – 786 млн лет ( $\text{U-Pb}$  по циркону).

Обобщая изложенное, можно отметить, что коллизия началась, примерно, 800 млн лет назад, аккреция всех геодинамических единиц к кратону завершилась в конце рифея.

В пределах Древнего темени к постаккреционному перекрывающему комплексу относятся мелководные венд-кембрийские терригенно-карбонатные отложения, залегающие на рифейских комплексах террейнов и синаккреционных образованиях с перерывом и структурным несогласием и образовавшиеся в обстановке пассивной континентальной окраины, в бассейнах типа проливов, заливов, изолированных прогибов и

впадин. Кембрийская трансгрессия не распространялась на всю область байкалид [3, 4]. Эти выводы подтверждены выделением в Забайкалье на уровне нижнего кембрия и амгинского яруса среднего кембрия двух палеогеографических провинций, разделенных широким поднятием. В северной распространен комплекс фауны, характерный для Якутской провинции, южная характеризуется присутствием фауны Монголо-Алтае-Саянской провинции [12]. Эта суша была барьером, препятствующим проникновению моря из Монголо-Алтае-Саянского сектора Палеоазиатского океана в шельфовый солеродный бассейн Сибирской платформы. О том, что Древнее темя в раннем кембрии не покрывалось сплошь морским бассейном высказывались М.А. Жарков и др. (1974, 1982 гг.). В.Г. Кузнецов с соавторами [5] пришли к выводу, что Древнее темя в раннем кембрии представляло собой низменную слабохолмистую сушу.

В Иркутском амфитеатре в обрамлении Древнего темени распространены терригенные отложения нижнего венда мощностью от 300 до 1250 м, образовавшиеся за счет его размыва. В позднем венде и раннем кембрии бассейн Иркутского амфитеатра был полуизолированным, лагунным, солеродным и окружен с востока, юга, запада сушей [5].

В заключение отметим, что дискуссии по проблеме «Древнего темени Азии», продолжавшееся более века, как нам представляется, завершились в пользу его существования.

## Литература

1. Базаров Д.Б., Булгатов А.Н., Нацаг-Юм Л. и др. О тектоническом развитии Забайкалья и Северо-Восточной Монголии // Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий: Тр. Сессии Отделения наук о Земле. М.: Наука, 1968. С. 188–195.
2. Булгатов А.Н. Геологическое строение и развитие Северо-Восточного Забайкалья // Материалы Геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967. С. 158–163.
3. Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.
4. Булгатов А.Н., Горденко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. М-б 1:2 000 000. Улан-Удэ: ГИ СО РАН, 2004.
5. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Миллер С.А., Московкина, Постникова О.В. Палеогеография пограничных отложений венда и кембрия юга Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 5. С. 68–83.
6. Митрофанов Г.Л. Эволюция тектонических структур и этапы становления континентальной коры в Северо-Западном Забайкалье // Тектоника и металлогенез Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1978. С. 38–56.
7. Митрофанов Г.Л. Тектонические закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов южного обрамления Сибирской платформы: Дисс... д-ра геол.-минерал. наук в форме научного доклада. М., 2006. 44 с.
8. Обручев В.А. Примечание к статье «Древнее темя или Каледонская складчатая зона» // Избр. тр. по географии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. 3. С. 96–98.
9. Одинцов М.М. К истории развития нижнепалеозойского бассейна Иркутского амфитеатра // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. С. 383–398.
10. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П. Байкальская складчатая область: неопротерозойская рифтогенная окраина Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосфера Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 85–88. (Материалы науч. совещ. по Программе фундам. исслед.; Т. 2).

11. Чураков А.Н. Современное состояние наших знаний о стратиграфии и тектонике древних толщ Средней Сибири // Изв. АН СССР. Сер. 7. Отдел математических и естественных наук. 1931. № 3. С. 361–386.
12. Язмир М.М., Долматов Б.А. Биогеография раннего и среднего кембрия в пределах Бурятии // Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 55–63.

М.М. Буслов<sup>1</sup>, И. Де Граве<sup>2</sup>

## Мезозой-кайнозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: модель формирования внутриконтинентальных орогенов

Центральная Азия представляет собой крупнейшую в мире внутриконтинентальную горную область, сформированную в результате коллизии Индия–Евразия. Этот регион особенно интересен с точки зрения взаимосвязи между тектоническими процессами, действующими на границах плит, и закономерностями формирования внутриконтинентальных деформаций и орогенов вдали от зон столкновения. Структура коры данного региона сформировалась в палеозойско-мезозойское время и содержит огромное количество докембрийских микроконтинентов гондванской группы, заключенных среди складчатых зон [1].

Передача деформаций от Индо-Азиатской коллизии внутрь Евразии происходила по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов [2, 3]. В результате сжатия складчатые зоны перерастали в горные системы, а микроконтиненты служили фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и др.).

В мезозое в результате конвергенции континентальных блоков Гондваны к Евразии сформировались киммерийский и монголо-охотский аккреционно-коллизионные пояса [4, 5]. Коллизионные воздействия сказались не только на зонах столкновения, но глубоко проникли и внутрь Евразии, что фиксируется в проявлении сдвигово-надвиговых и сдвиговых деформаций, формировании горных поясов и осадочных бассейнов.

Датирование горообразования Центральной Азии, Южного Урала и Байкальского региона методом апатитового трекового анализа (AFT) свидетельствует о крупных (более чем 3 км) мезозойских поднятиях рельефа [6–9]. На Тянь-Шане мезозойские AFT возрасты горообразования являются более древними (~ 180–110 млн лет) по отношению к Уралу, Северному Казахстану, Алтае-Саянской области и Байкальному региону (~150–80 млн лет). Горообразование Тянь-Шаня произошло в юре – раннем мелу и является одновозрастным с отложением мощных осадочных толщ в Джунгарском и Таримском бассейнах. Это горообразо-

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup> Гентский университет, Гент, Бельгия

вание связано с киммерийской орогенией, т. е. с субдукцией литосферы палео-Тетиса под южную активную окраину Евразии, и с последующей коллизией Таримского микроконтинента с ней. Коллизия привело к распространению тектонической реактивации в северном направлении, что привело к росту горных систем на Тянь-Шане, в Джуングарии и, возможно, в Центральном Казахстане.

В поздней юре – раннем мелу (~150–80 млн лет) формировался обширный Монголо-Охотский пояс как результат закрытия одноименного океана и последующей коллизии Северокитайско-Монгольского континента с Евразией [4, 5]. Дальнее влияние этой коллизии привело к распространению тектонической реактивации Евразии в западном направлении. Орогения проявилась на обширной территории Байкальского региона, Алтая-Саянской области, Казахстана, Тянь-Шаня и Южного Урала. Была образована внутренконтинентальная горная система, сопоставимая по размерам с кайнозойским центрально-азиатским орогеном. В зоне столкновения сформировались покровно-надвиговые структуры (Байкало-Патомская и др.), гранитоидный магматизм и структуры метаморфических ядер (Монголия, Байкальский регион и Забайкалье). Во внутренних частях Северной Евразии проявились сдвиговые и сдвиго-надвиговые дислокации (Таласо-Ферганский сдвиг, полурамповая структура Кузнецкого бассейна и др.), выросли крупные горные поднятия.

Таким образом, внутренконтинентальные коллизионные события киммерийской и монголо-охотской орогеней развивались по модели кайнозойской коллизии Индия–Евразия с передачей деформаций на дальние расстояния и с формированием внутренконтинентальных орогенов. Конвергенция между фрагментами Гондваны и Евразии привела к образованию крупномасштабных мезозой-кайнозойских орогенов. Субдукция под Евразию поглотила океанические бассейны и аккрециировала различные по размерам континентальные блоки. Закрытие палео-Тетиса и Монголо-Охотского океанов соответственно способствовали стыковке гондванских структур микроконтинента Тарима и составного Северо-Китайского – Монгольского континента с Евразией. Складчатые области Центральной Азии и Сибири были реактивированы и, вследствие этого, были подвергнуты денудации. Денудация привела к образованию осадков, которые были отложены в прилегающих крупных и долгоживущих бассейнах, таких как Джуングарский, Таримский, Западно-Сибирский, Туранский и др.

## Литература

1. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
2. *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D.* Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // Intern. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 430–466.
3. *Buslov M.M.* Cenozoic tectonics of Central Asia: basement control // Himalayan J. Sci. 2004. V. 21, Issue 41. P. 104–105.

4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М. И., Наманов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Т. 2. 334 с.
5. Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 33–50.
6. De Grave J., Van den Haute P. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // Tectonophysics. 2002. V. 349. P. 145–159.
7. De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India–Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan J. Sci. 2004. V. 21, Issue 41. P. 121–122.
8. Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N. Thermotectonic evolution of the western fold-and-thrust belt, southern Uralides, Russia, as revealed by apatite fission track data // Tectonophysics. 2002. V. 354. P. 25–48.
9. Wan de Beek P., Delwaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G. Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia // J. Geol. Soc., London. 1996. N 153. P. 515–523.

**В.А. Буш<sup>1</sup>, В.Г. Казьмин<sup>2</sup>**

## **Рифейская стадия развития внутриконтинентальной «безгранитной» Прикаспийской впадины**

В последние годы появились данные высокоточных магнитометрических и гравиметрических аэросъемок, которые позволяют путем компьютерного анализа составляющих магнитного и гравитационного полей получить объемные (трехмерные) модели петрофизических свойств пород кристаллического фундамента: их эффективной намагниченности и эффективной плотности. Сопоставление таких моделей с данными глубокого бурения и обнаженными, хорошо изученными районами позволяет установить состав и возраст петрофизических комплексов, выявить их пространственные тектонические взаимоотношения. Большой интерес, в частности, представляют данные по глубинному строению Прикаспийской впадины [1].

Как стало ясно в последние годы, кристаллический фундамент Прикаспийского мегаблока принципиально отличается по строению от фундамента таких структур Восточно-Европейской платформы, как Волго-Уральский мегаблок и Воронежский массив. В строении Прикаспийского мегаблока выделяются Прибортовая и Центрально-Прикаспийская зоны, а также Астраханско-Актюбинский блок. В Прибортовой зоне Прикаспия в кровле магнитоактивного фундамента, совпадающего с сейсмическим, прослеживается полоса, образованная преимущественно средненамагниченными образованиями (от 1,3 до 2,50 А/м), ниже средней и средней эффективной плотности (2,71–2,76 г/см<sup>3</sup>). Такие петрофизические особенности свойственны метаосадочным и метавулканическим

<sup>1</sup> ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт океанологии им. П.П.Ширшова (ИО) РАН, Москва, Россия

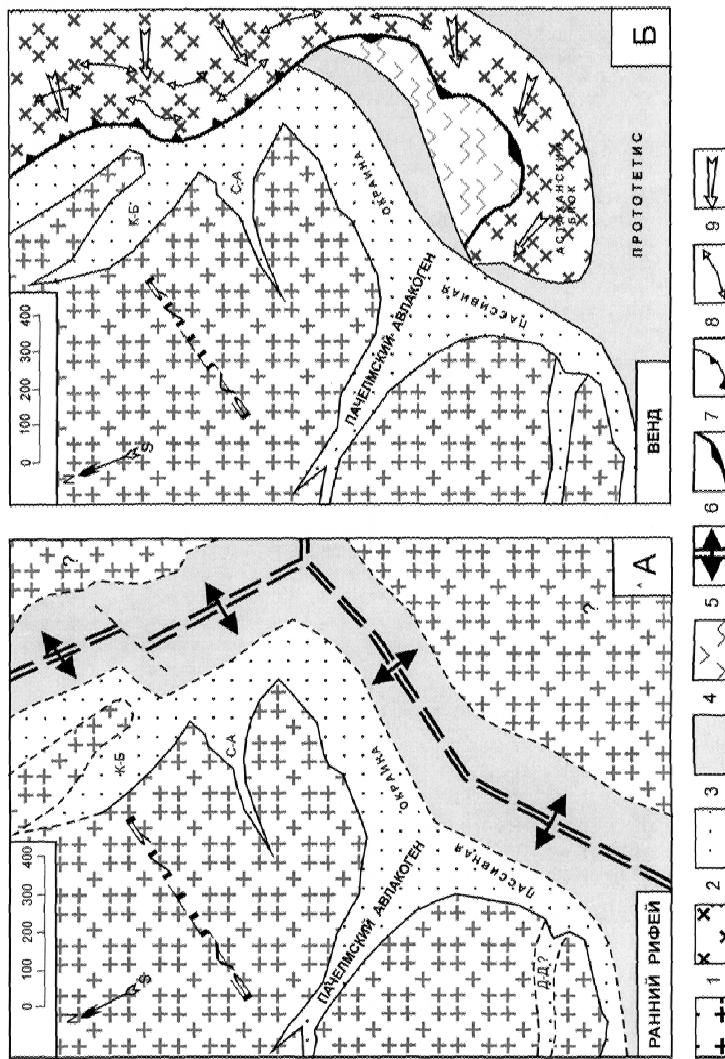
ским образованием среднего состава. Подошва этого комплекса несогласно перекрывает воронцовскую серию Воронежского массива.

Второй петрофизический комплекс, занимающий более высокое стратиграфическое положение, располагается далее к юго-востоку, уходя в пределы Прикаспийской впадины. Его слагают высоконамагнитные породы ( $2,5\text{--}3,8\text{ А/м}$ ), отличающиеся относительно невысокой, менее  $2,71\text{ г/см}^3$ , эффективной плотностью. Местами здесь выделяются более плотные ( $2,70\text{--}2,76\text{ г/см}^3$ ) и столь же высоконамагнитные породы. По аналогиям с Воронежским массивом и Волго-Уральским мегаблоком можно предполагать, что комплекс сложен метавулканическими образованиями основного состава, не выше зеленокаменной фации метаморфизма. Магнитоактивные базитовые комплексы фундамента северо-западной части Прибортовой зоны Прикаспийской впадины сопровождаются положительными региональными магнитными аномалиями, протягивающимися далеко к югу, вплоть до северо-восточного края кряжа Карпинского. Петрофизические данные позволяют предполагать развитие в этой части впадины базитовой «безгранитной» коры.

**Центрально-Прикаспийская зона** протягивается в центральной части Прикаспийской впадины с глубинами залегания сейсмического и магнитоактивного фундамента свыше 18–20 км. В плане она образует две ветви: одна из них, Сарпинская, отвечающая одноименному грабену, имеет юго-западное простиранье, вторая ветвь, сочленяющаяся с первой под углом  $120^\circ$  напротив устья Рязано-Саратовского (Пачелмского) авлакогена, имеет широтное простиранье и погружается на востоке под Предуральский краевой прогиб. Каких-либо сведений о породах фундамента в Центрально-Прикаспийской зоне нет, но с учетом петрофизических данных по Прибортовой зоне, здесь наиболее вероятно развитие «безгранитной» (океанической?) коры.

Вышеприведенная интерпретация предполагает, что практически вся Прикаспийская депрессия от подножия бортового уступа подстилается корой океанического типа. Иная схема основана на глубинных сейсмических зондированиях методами ГСЗ и КМПВ [2, 3]. По этим данным, «безгранитная» кора может быть выделена лишь в пределах узкой (до 100км) полосы, отвечающей Центрально-Прикаспийской зоне. В то же время к западу и к югу от бортового уступа расположена широкая зона сильно утоненной континентальной коры, которую можно рассматривать в свете наших представлений как континентальный склон и подножие.

Представляется весьма вероятным, что расположение Бортового уступа Прикаспийской впадины было предопределено тектонической границей, сформировавшейся в начале рифея в двух океанических ветвях тройного сочленения рифтовой системы – Сарпинской и Центрально-Прикаспийской, сочленяющихся под углом в  $120^\circ$  (классический параметр тройного сочленения!). Третью, abortивную ветвь этого тройного сочленения представлял собой Пачелмский (Рязано-Саратовский) авлакоген, развивавшийся, по-видимому, с начала рифея (рисунок, фрагмент А). Подтверждается, таким образом, представление, согласно которому три



авлакогена, рассекающие юго-восточную часть Русской плиты (Рязано-Саратовский, Серноводско-Абдулинский и Камско-Бельский), были входящими или оперяющими рифтами на пассивной окраине рифейского океана [4, 5]. Раннерифейский возраст авлакогенов, хотя и не установлен окончательно, все же является весьма вероятным.

**Астраханско-Актюбинский блок** ограничен с северо-запада и севера бортовыми разломами Сарпинского и Центрально-Прикаспийского рифтов. Южная граница Астраханско-Актюбинского блока совпадает с системой краевых надвигов кряжа Карпинского и Южно-Эмбенской зоны. Новые данные по строению кристаллического фундамента получены по территории Астраханского свода. На Астраханском своде под поверхностью «сейсмического» фундамента наиболее распространены образования с плотностью от 2,65 до 2,71 г/см<sup>3</sup>, со средними ее значениями около 2,67 г/см<sup>3</sup>. Намагниченность их колеблется от 2,17 до 2,77 А/м, при средних показателях около 2,51 А/м. Менее распространены здесь породы со средней плотностью около 2,63 г/см<sup>3</sup>. Параметры первого класса свойственны метаморфитам амфиболитовой фации метаморфизма, второго – метаморфитам зеленосланцевой фации, сформированным преимущественно за счет первично-терригенных, возможно – вулканогенно-терригенных образований. Существенную роль в строении кристаллического фундамента Астраханского свода играют и магматические образования. По петрофизическим характеристикам среди них выделяются интрузии предположительно базит-гипербазитового и габбро-диоритового состава. Докембрийский кристаллический фундамент Астраханского свода прослежен высокоточными аэромагнитными съемками далеко к юго-западу, вплоть до центральных частей кряжа Карпинского. Величина тектонического перекрытия этого фундамента складчатыми толщами палеозоя составляет на западе, в долине р. Дон, около 20 – 30 км [6] и постепенно возрастает к юго-востоку до 90 км в районе Астрахани.

В целом, образования допалеозойского фундамента Астраханского свода и, вероятнее всего, всей Астраханско-Актюбинской зоны имеют мало общего как с высокометаморфизованным (до гранулитовой фации) фундаментом Волго-Уральского мегаблока, так и с гранит-зеленокаменным фундаментом Сарматского мегаблока. Отличаются они и от нижнепротерозойской метаосадочной воронцовской серии Воронежского блока, наиболее близко напоминая верхнепротерозойские (кадомские) образованиям Зауралья. Скорее всего, Астраханско-Актюбинский блок представляет собой автономный террейн, причлененный, вместе с Северным Устьюртом, к Восточно-Европейскому континенту в кадомскую орогеническую эпоху в венде [7]. Вследствие специфической геометрии данного участка континентальной окраины (входящий угол), присоединение терреяна не имело характера коллизии. Об этом убедительно свидетельствует присутствие вдоль контакта с ним сохранившейся полоски базитовой, возможно, океанической коры в фундаменте Прикаспийской депрессии. Окраина рифейского океана оказалась отгороженной

примкнувшим террейном и далее в течение фанерозоя служила седиментационным депоцентром (см. рисунок, фрагмент Б).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64184.

## Литература

1. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Буш В.А., Трусов А.А. // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 13–18.
2. Kostyuchenko S.L., Egorkin A.V., Solodilov L.N. // Tectonophysics. 1999. V. 313, N 1/2. P. 9–28.
3. Артюшков Е.В., Егоркин А.В. // Докл. РАН. 2005. Т. 400, №4. С. 491–499.
4. Милановский Е.Е., Никишин А.М., Фурне А.В. // Докл. РАН. 1994. Т. 339, № 4. С. 513–514.
5. Никишин А.М., Фурне А.В., Цыглер П. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1997. С. 12–22.
6. Maystrenko Y. et al. // Geology. 2003. V. 31, N 8. P. 733–736.
7. Волож Ю.А., Антипов М.П., Гарагаш И.А., Лобковский Л.И. Эклогитовая модель формирования Прикаспийской впадины / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. С. 471–486.

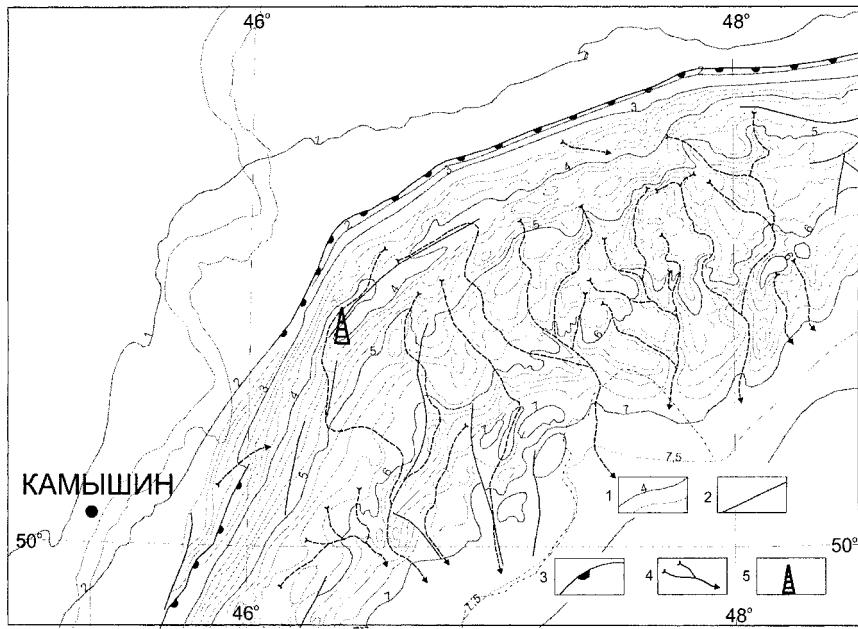
В.А. Буш<sup>1</sup>, Ю.А. Писаренко<sup>2</sup>

## Пермский «мессинский кризис» в Прикаспийской впадине: погребенные подводные каньоны в кровле подсолевых отложений

Актуалистический структурный и палеогеографический анализы взаимоотношений карбонатного подсолевого и кунгурского солевого комплексов в северо-западной части прибрежного склона Прикаспийской впадины (Палласовская ступень) показал, что кровля подсолевых отложений располагается на отметках около -4,0 км у основания бортового структурно-литологического уступа и снижается до отметок около -7,0 км у условной границы с Центрально-Прикаспийской депрессией. Бортовой уступ здесь имеет высоту не менее 1500–2000 м, что отвечает стандартным параметрам современных континентальных склонов. На прибрежном склоне ниже уступа обнаружены (рисунок) многочисленные линейные понижения, устремляющиеся вниз по общему погружению подсолевого ложа, что отражается обращенными вверх по рельефу подсолевого ложа характерными изгибами стратоизогипс, аналогичными изгибам горизонталей рельефа в речных долинах. Эти депрессии протягиваются на расстояние до 100 км; относительная их глубина составляет 200–400 м, причем в плане они представляют собой протяженные долины, часто с боковыми притоками, иногда меандрирующие. Ширина долин составляет 3–5 км. У границы с глубоководной аккумулятивной равниной Центрального Прикаспия эрозионные долины посте-

<sup>1</sup> ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

<sup>2</sup> Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики (НВНИИГГ), Саратов, Россия



**Рисунок.** Строение подсолевого ложа Палласовской прибрежной ступени Прикаспийской впадины

1 – стратоизогипсы глубины залегания подошвы солей кунгура (сейсмический горизонт  $\Pi_1$ ) – оцифровка основных стратоизогипс в км, дополнительные стратоизогипсы через 200 м; 2 – разрывные нарушения в кровле подсолевых отложений, 3 – бортовой уступ Прикаспийской впадины, 4 – эрозионные ложбинны (глубоководные каньоны) в кровле подсолевых отложений, 5 – скв. № 5 Ерусланская

пенно расплываются и теряются. Вдоль простирания ступени описываемые долины отстоят друг от друга на 15–30 км, будучи разделены «водораздельными» пространствами с общим моноклинальным наклоном кровли подсолевого ложа.

Такая картина совершенно аналогична рельефу современных атлантического и тихоокеанского континентальных склонов Северной Америки, описанному в публикациях 2004 г. [1, 2]. Там по результатам высокоточных сонарных батиметрических и сейсмических исследований выявлены глубокие (до 500–600 м по отношению к уступам на их бортах) каньоны, пересекающие континентальный склон от бровки шельфа до глубин в 3000 м, иногда испытывающие резкие меандрообразные изгибы и принимающие боковые притоки. По данным драгировок, каньоны имеют в своих днищах турбидитные, преимущественно песчаные и грубообломочные осадки. Поверхность лопастей конусов выноса между эрозионными ложбинами сложена неконсолидированными глубоководными алеврито-глинистыми осадками, испытывающими подводно-оползневые дислокации.

В последнее время при бурении расположенной на Палласовской ступни скв. 5 Ерусланская, достигшей глубины 6000 м, получены материалы, полностью подтверждающие изложенные выше представления. Скважина бурится на удалении в 60 км от нижнепермского карбонатного уступа со сплошным отбором керна по подсолевым отложениям и располагается вблизи от одной из эрозионных ложбин, охарактеризованных выше. Подошва солей кунгура достигнута на глубине 5730 м, а ниже, вплоть до глубины 5810 м, вскрыта толща карбонатно-сульфатных отложения кунгурско-верхнеаргинского возраста, лежащих согласно на нижнеаргинских-сакмарских осадках, которые, в свою очередь, состоят из двух пачек. Верхняя из них имеет мощность около 100 м и сложена темно-серыми и черными тонкослоистыми кремнисто-карбонатными, сильнобитуминозными породами. Выдержанная слоистость миллиметровой размерности подчеркивается глинисто-битуминозными микропрослоями. Местами породы деформированы в микроскладки. Нижняя пачка начинается с 5910 м и представлена брекчиями, состоящими из неокатанных обломков светло-серых органогенно-детритовых известняков с органическими остатками ассельского, позднекаменноугольного и среднекаменноугольного возраста. Цементирующая масса сложена битуминозно-кремнисто-карбонатным веществом, аналогичным веществу, слагающему породы верхней пачки, но не обнаруживающим следов слоистости. Описанные брекчии на глубине 5930 м по резкой границе (возможен размыт) налегают на мелководные серые органогенно-обломочные трещиноватые, местами кавернозные известняки с прослойями доломитов и глинистых известняков, вероятно, имеющие ассельский возраст, по которым скважина шла до 6003 м (забой). В скв. 1 Ерусланская из толщи В был получен аварийный фонтан газа.

Может быть предложена следующая палеогеографическая интерпретация вскрытого скв. 5 Ерусланская подсолевого разреза. Ассельские (?) отложения основания вскрытого разреза, видимо, отлагались на шельфе у подножия еще не очень высокого карбонатного уступа. Вышележащая средняя пачка представляет собой грубообломочные отложения одного из подводных каньонов, пересекавших резко увеличившийся в своей высоте карбонатный уступ (континентальный склон) и его подножие. Обломочный материал брекций поступал со стенок подводного каньона, прорезавшего средне-верхнекаменноугольные и ассельские отложения карбонатного уступа. Верхняя пачка имеет типичный глубоководный облик и отлагалась, заполняя эрозионную ложбину на абиссальном ложе раннепермского глубоководного краевого моря. Непосредственно подстилающие соли карбонатно-сульфатные отложения, равно как и соленосные отложения по крайней мере начала кунгура, очевидно, также накапливались в глубоководных условиях.

Таким образом, кунгурский солеродный бассейн Прикаспия начал свое формирование в глубоководных условиях внутриконтинентального морского бассейна, в основных своих чертах аналогичного Средиземномор-

скому мессинскому бассейну. Вплоть до начала перми глубоководный морской бассейн Прикаспия имел более или менее свободное сообщение с Мировым океаном, но в начале перми это сообщение было отрезано при складчатости и инверсии в Донбассе, Кряже Карпинского и при окончательном орографическом формировании Урала. Прикаспийская впадина располагалась в это время на  $20^{\circ}$  с.ш. в условиях тропического аридного климата [3], что обусловило быстрое формирование в ней мощной (до 5000 м) толщи солей: в начале в глубоководных, а впоследствии (возможно) – в мелководных лагунных условиях. В течение кунгурского века – с 275 до 270 млн лет назад (т.е. пяти миллионов лет) усредненная скорость соленакопления составляла всего около 1 мм/год, что не представляется чрезмерным.

### Литература

1. Fildani A., Normark W.R. Late Quaternary evolution of channel and lobe complexes of Monterey Fan // Marine Geology. 2004. V. 206. P. 199–223.
2. Mitchell N.C. Form of submarine erosion from confluences in Atlantic USA continental slope canyons // Amer. J. Sci. 2004. V. 304. P. 90–611.
3. Atlas of Lithology-Paleogeographical, Structural, Palinspastic and Geoenvironmental Maps of Central Eurasia. GIS-atlas on CD-ROM, YUGGEO Research Institute of Natural Resources, Almaty, 2002.

---

Н.Ю. Васильев<sup>1</sup>, А.О. Мострюков<sup>2</sup>

### Особенности рудолокализующих условий деформации геологической среды в характеристиках тектонических полей напряжений

Одна из особенностей развития рудных сегрегаций (лат. segregatio – отделение), – гнёзд, жил, линз,... месторождений, определяется дискретным проявлением этого процесса в иерархической структуре неоднородного объема рудных полей, узлов, зон и т.п. Устойчивый шаг дискретности, контролирующий локализацию сегрегаций на системно ориентированных границах неоднородностей (на берегах разрывов и трещин, на тектонически активизированных контактах горных пород) а также конформность сегрегаций этим границам, – фундаментальные геологические явления, устанавливаемые и используемые (с учетом принципа иерархичности) в практике поисков и разведки месторождений.

Детальное исследование проблем пространственно-временной связи процессов рудообразования с развитием тектонических деформаций было начато в 30–40-е годы прошлого века работами Ф.И. Вольфсона, А.В. Королева, А.В. Пэка, В.М. Крейтера. К настоящему времени труд ученых, их коллег, учеников и последователей воплощен в подробнейших классификациях структур рудных полей и месторождений, обосно-

---

<sup>1</sup> Российский государственный геологоразведочный университет (РГГРУ), Москва, Россия

<sup>2</sup> Геофизическая обсерватория Борок Института физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

ванных экспериментальными и теоретическими исследованиями обширного круга проблем соотношения процессов рудо- и тектогенеза.

Необходимость детального исследования процессов тектогенеза привела к тому, что в конце 40-х годов прошлого века началось развитие нового научного направления, базирующегося на количественных методах изучения тектонических деформаций земной коры. М.В. Гзовский, феноменальная исследовательская деятельность которого определила «рождение» и развитие этого направления, – *тектонофизики*, видел ее главную задачу в реконструкции и моделировании (на основе принципов подобия) *тектонических полей напряжений* для создания и анализа численных характеристик *механизмов деформирования* земной коры.

Одним из важнейших результатов работы научной школы М.В. Гзовского явился структурно-кинематический метод реконструкции тектонических полей напряжений [1,2]. Преимущество нового метода обеспечено введением в процедуру тектонофизических реконструкций полевой «кинематической» информации о знаке и ориентировке направлений сколовых смещений в трехмерном пространстве. Дальнейшее развитие метода связано с разработкой алгоритма автоматизированной обработки полевой информации. В итоге метод, реализованный в программах ПЭВМ, стал уникальным инструментом создания объективной численной информации о прерывисто-непрерывном процессе последовательного изменения механизмов деформации земной коры [3,4].

Реконструкции, выполненные на основе метода для одного из рудоносных массивов Корякского нагорья, позволили конкретизировать физическую сущность понятий *цикл* и *фаза тектонических деформаций* земной коры [5,6]. Реконструкции по Байкальскому рифту [7] и Эльдюрттинскому гранитному массиву [8] явились основанием для вывода об эффективности использования фазово-циклической модели развития тектонических деформаций в анализе истории формирования геологических объектов различных иерархических уровней (рангов). Применение структурно-кинематического метода для анализа истории формирования структуры потенциально рудоносных объектов, выделения синрудных фаз деформационного процесса и, на этой основе, прогноза перспективных участков объекта имеет свои особенности.

*Первая особенность* определяется необходимостью реконструкции тектонических полей напряжений регионального и локального рангов, несущих информацию о соответственно «основном и дополнительных (внутрислойных)», по М.В. Гзовскому [9, с. 122, 124], механизмах деформации исследуемого объекта. Связана эта необходимость с *дискретностью* развития рудных сегрегаций на «внутрислойных» границах *неоднородностей* структуры объекта. Понятно, что выделение таких границ становится возможным только по информации о «внутрислойных» изменениях основного механизма деформации объекта.

*Вторая особенность* реконструкций определяется необходимостью получения информации о дифференциации условий разуплотнения

структурой объекта на синрудных фазах его развития. В основе этого требования лежит известная из петрофизики закономерная связь рудных сегрегаций с границами участков, характеризующихся различиями в эффективной пористости горных пород.

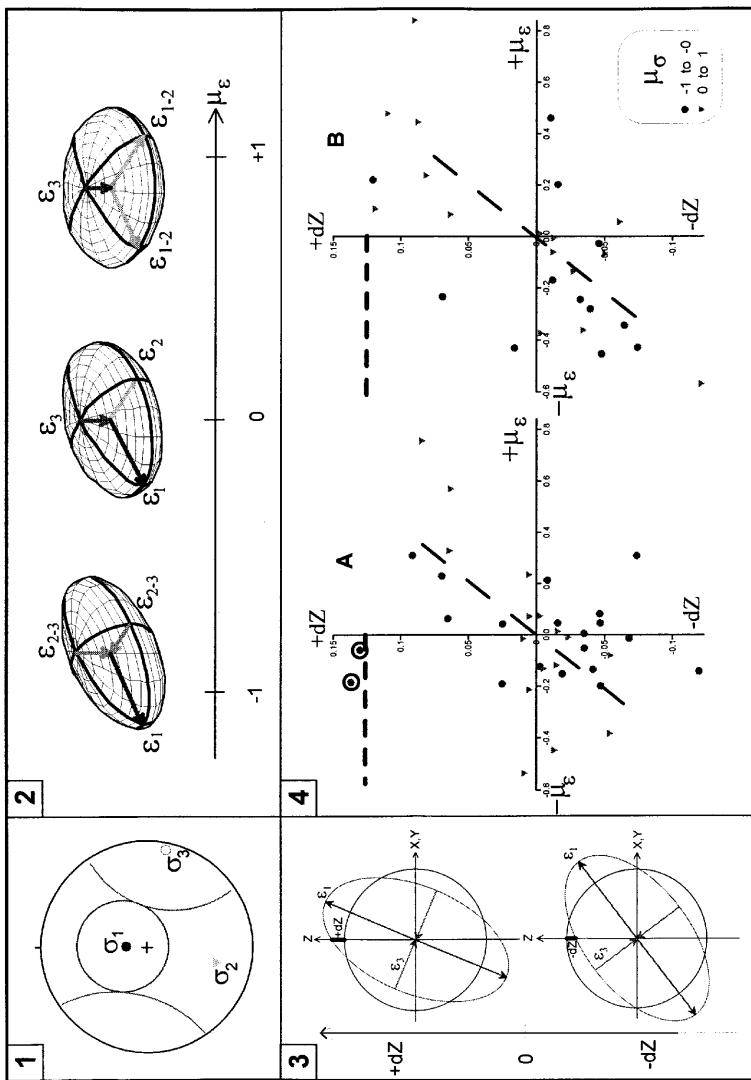
Наконец, *третья особенность* обусловлена необходимостью проведения комплексной оценки условий деформации – по количественным характеристикам условий «сжатия–растяжения» ( $+1 > \mu_\sigma > -1$ ), «уплотнения–разуплотнения» ( $+1 > \mu_e > -1$ ) и «вертикального уплотнения–разуплотнения» ( $\pm \Delta Z$ ) деформационной структуры геологической среды на синрудных фазах развития объекта. Как показывает практика, только комплексные оценки содержат объективную информацию оrudолокализующих механизмах деформационного процесса. Численно характеристики этих условий определяются следующими значениями параметров *взбросовых механизмов деформаций локального ранга*: отрицательными значениями коэффициентов  $-1 < \mu < 0$  («растяжение»),  $-1 < \mu < 0$  («разуплотнение») и положительными значениями величины  $\Delta Z \geq +0,13$  («вертикальное разуплотнение»).

Рисунок иллюстрирует важнейшие элементы процедуры выделения потенциально рудоносных объемов геологической среды на одном изrudопроявлений золота (Одолго) по соотношению параметров  $\mu_e$ ,  $\mu_\sigma$ ,  $\Delta Z$ . На фрагменте 1 графически показаны граничные условия, контролирующие распределение ориентировок главных нормальных напряжений локального ранга на взбросовой фазе деформирования рудного поля. Поверхность сферы, ограниченная следом поверхности прямого шарового конуса с осью  $\sigma_1$  регионального ранга, запретна для ориентации осей  $\sigma_3$  локального ранга, а поверхность конуса с осью  $\sigma_3$  регионального ранга запретна для ориентации осей  $\sigma_1$  локального ранга. На фрагменте 2 показана форма эллипсоидов деформации, соответствующая значениям коэффициента  $\mu_\sigma$  (-1;0;+1). На фрагменте 3 показано положение вертикальной компоненты  $\pm \Delta Z$  относительно осей эллипсоида деформации (объем эллипсоида равновелик объему шара). На фрагменте 4 показаны условия деформации рудного поля в параметрах  $\mu_e$ ,  $\mu_\sigma$ ,  $\Delta Z$  (A – рудная фаза, B – безрудная фаза деформационного процесса). Черными кружками обведены параметры деформирования потенциально рудоносных объемов Одолгинского (Якутия) и Гальмоэнанского (Корякское нагорье)рудных полей на синрудных фазах развития процесса.

Сопоставление результатов исследованияrudолокализующих условий деформации на золоторудном и платиноносном [5] объектах позволяет сделать вывод о поразительной близости этих условий, возможно, имеющей более общее значение для эндогенных рудных полей.

## Литература

- Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретаций при реконструкции палеонапряжений // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 331–334.



**Рисунок.** Пример выделения потенциально рудоносных объемов по параметрам напряженно-деформированного состояния геологической среды рудного поля Одолого для двух фаз деформирования (пояснения см. в тексте)

2. Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 3. С. 557–560.
3. Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Костенко Н.П., Мострюков А.О., Никольская Н.Е., Сим Л.А. Этапы и стадии тектонического нагружения в эволюционном развитии массива габбро-пироксенит-дунитовой формации (Батыно-Вывенская сутура, Корякское нагорье) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: В 2 т. М.: ГЕОС, 1999. С. 121–123 (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
4. 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.
5. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Тектонофизическая реконструкция условий размещения благородных металлов в дунитах расслоенного массива // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. Т. 1. С. 281–295.
6. 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. Т. 1. С. 90–93 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 1).
7. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Мезо-кайнозойский цикл деформации земной коры Байкальского рифта (по тектонофизическим реконструкциям) // Строение и история развития платформ Евразии: Научные чтения памяти проф. М.В. Муратова (материалы совещания). М.: МГТРУ, 2002. С. 17–19.
8. Vasil'yev N. J., Mostrukow A.O., Sim L.A. Die Rolle der tektonischen Spannungen bei der Entwicklung des Eldjurtinsk-Granitoidkörpers und seines Rahmens (Kaukasus) // Tektonophysikalische Rekonstruktion Gesellschaft für Geologische Wissenschaften Inhalt. 2002. Ht 1/2. S. 131–144.
9. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

**Р.В. Веселовский<sup>1</sup>**

## **Новые палеомагнитные и изотопные данные по мезопротерозойским объектам Сибирской платформы и их тектоническая интерпретация**

Построение кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса (КМП) Сибирской платформы является приоритетной задачей, решение которой позволит, в частности, пролить свет на тектоническую историю Сибирского кратона в интервале 1,9–1,0 млрд лет тому назад. Острый дефицит надежных палеомагнитных определений по мезопротерозойским объектам не позволяет уверенно построить соответствующий участок кривой КМП. В этой работе приводится краткая сводка результатов палеомагнитных исследований ряда мезопротерозойских объектов Сибирской платформы, полученных в последние годы и в целом удовлетворяющих современным требованиям качества и надежности.

Нашиими исследованиями были охвачены: 1) район западного склона Анабарского поднятия (исследованы интрузивные тела долин рек Джогджо и Котуйкан); 2) район северного склона Анабарского поднятия (исследован интрузивный комплекс и вмещающие его осадочные поро-

<sup>1</sup> Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

ды долины р. Фомич); 3) Учуро-Майский район (в долинах рек Учур, Алгама, Идюм, Гонам и Большой Аим опробованы нижнерифейские гонамская и омахтинская свиты, а также кондерские слои, относимые большинством исследователей [8] к нижней подсвите тоттинской свиты среднего рифея).

**Западное Прианабарье.** Палеомагнитный результат получен по десяти интрузивным телам основного состава. Изученные интрузивные тела внедрены в карбонаты верхней подсвиты котуйканской свиты, нижнюю и верхнюю подсвиты юсмастахской свиты. Датировки абсолютного возраста двух исследованных силлов, выполненные K-Ar методом по 13 валовым пробам, колеблются от  $1397 \pm 4$  до  $1007 \pm 12$  млн лет [11].

**Северное Прианабарье.** В 16 точках были опробованы восемь интрузивных тел и зоны контакта трех из них. Изученные интрузивные тела прорывают рифейские осадочные породы до низов юсмастахской свиты включительно. Изотопные исследования Sm-Nd методом одного из опробованных тел, проведенные в ГЕОХИ РАН С.Ф. Карпенко и Ю.А. Костицыным, позволили оценить его возраст в  $1513 \pm 51$  млн лет.

**Учуро-Майский район.** Компонентный анализ намагниченности образцов из девяти обнажений гонамской свиты показал наличие довольно простой палеомагнитной записи, в то время как анализ намагниченности образцов омахтинской свиты (семь обнажений) осложнен целым спектром выделяемых компонент намагниченности. Истинно омахтинской была признана лишь одна компонента намагниченности, уверенно выделяемая в пяти из семи опробованных разрезов, разнесенных на расстояние около 100 км; остальные компоненты мы считаем результатом неких локальных перемагничивающих событий. Намагниченность образцов из двух обнажений кондерской подсвиты имеет в своем составе одну характеристическую компоненту обеих полярностей. Полученные палеомагнитные полюсы приведены в таблице.

**Мезопротерозойский сегмент кривой КМП Сибири.** Полученные нами данные позволяют предложить конфигурацию палео-мезопротерозойского участка КМП Сибири, несколько отличающуюся от таковой, предложенной недавно А.Н. Диденко и В.Ю. Водовозовым [5]. Согласно последним исследованиям [7, 10], используемые для построения сибирской кривой КМП палеомагнитные полюсы взяты в «нетрадиционной» полярности, при которой наблюдается согласованное перемещение Сибири и Лаврентии. Кроме того, полюсы Ангаро-Анабарского блока скорректированы за раскрытие Виллюйского рифта в среднем палеозое (повернуты вокруг полюса  $117^\circ$  в.д. и  $62^\circ$  с.ш. на  $25^\circ$  по ч.с.) (Павлов и Михайлов, устное сообщение). При построении кривой КМП, изображенной на рисунке, были также использованы наиболее надежные полюсы, полученные другими исследователями (см. таблицу). Менее надежный полюс чиэресской дайки [2] использован для предварительной оценки положения Сибирской платформы в «окне» 1,5–1,1 млрд лет. Предлагаемый вариант кривой КМП Сибирской платформы не претендует

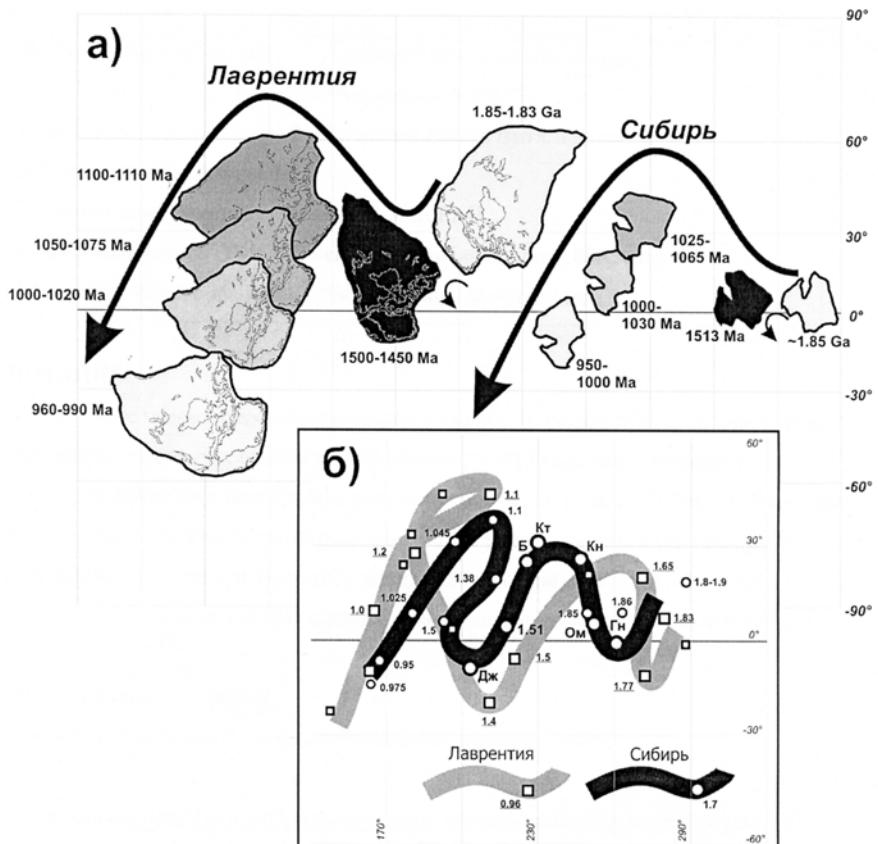
## Мезопротерозойские палеомагнитные полюсы Сибирской платформы

Объект	Возраст, млн лет	Координаты		N (S)	Палеомагнитный полюс			Ссылка
		φ	λ		Φ	Λ	dp/dm	
<b>Учуро-Майский район:</b>								
гонамская свита (Гн)	<1703	57°00'	131°15'	56 (9)	-32.1	93.6	4.3/8.5	н.р.*
омахтинская свита (Ом)		57°00'	132°00'	16 (5)	-23.7	85.4	2.9/5.8	н.р.
кондерская свита (Кн)		58°05'	133°19'	22 (2)	-2.2	86.3	5.6/9.7	н.р.
<b>Анабарское поднятие:</b>								
западный склон: (Дж)	1000-1400	70°25'	104°08'	122 (10)	-24.5	56.0	7.6/14.5	н.р.
северный склон:								
- интрузивы	1513±51	71°30'	106°30'	77 (11)	-18.9	76.9	5.0/9.9	н.р.
- котуйканская свита (Кт)		71°40'	108°02'	16 (2)	2.3	95.9	5.4/9.2	н.р.
- бурдурская свита (Б)		71°19'	107°02'	20 (1)	-2.5	90.6	1.9/3.5	н.р.
<b>Наиболее надежные полюсы Сибирской платформы, использованные при построении кривой КМП:</b>								
чайская свита	~1860	57°36'	110°48'	(10)	22.5	277.4	1.5/2.8	[5]
шумихинские грани-тоиды	~1850	52°07'	103°48'	(5)	23.9	290.0	3.4/6.4	[5]
алданский щит	~1850±50			(8)	11.0	277.0	7.0	[6]
куонамские дайки	1503±4	70°00'	110°00'	(5)	6.0	234.0	14/18	[2]
чиэресская дайка	1384±2	70°36'	112°18'	(1)	4.0	258.0	5/9	[2]
малгинская свита	>1045±20	58°18'	135°00'	(4)	-22.5	230.4	2.5	[7]
лахандинская серия	>1025±20			(8)	-13.3	203.2	10.7	[7]
кандыкские объекты	975±25	59°24'	136°24'	(3)	-3.1	176.7	4.3	[7]
усть-кирбинская свита	950±20	58°42'	136°42'		-8.1	182.6	10.4	[7]

\* – настоящая работа

ет на точность в деталях: он имеет своей целью выявить основные генеральные тенденции смещения палеомагнитного полюса Сибирской платформы в интервале 1,9–1,0 млрд лет назад.

**Сибирь и Лаврентия в мезопротерозое.** Сопоставление соответствующих участков кривых КМП Лаврентии и Сибири может быть использовано для предварительного (в силу все еще малого числа имеющихся данных) тестирования гипотезы трансдокембрийского суперконтинента. На рисунке (фрагмент б) показаны кривые КМП Сибири и Лаврентии, пред-



**Рисунок.** Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии и направление их широтного дрейфа, полученные на основании наиболее надежных палеомагнитных данных (а) и сравнение предлагаемых кривых КМП Сибири и Лаврентии в интервале 1,9–1,0 млрд лет (б)

ложенные в этой работе, а также последовательность взаимных положений этих кратонов 1,85; 1,50 и 1,10–0,95 млрд лет назад (фрагмент а).

Обращает на себя внимание сходство генеральных тенденций перемещения данных кратонов в рассматриваемый интервал времени, что находит свое естественное отражение в генеральном сходстве соответствующих сегментов кривых КМП Сибири и Лаврентии. Полученный результат может рассматриваться как серьезный довод в пользу того, что названные кратоны с конца палеопротерозоя и на протяжении мезопротерозоя входили в состав единой суперконтинентальной массы (трансдокембрийского суперконтинента). Важно отметить, что с конца палеопротерозоя и все мезопротерозойское время Сибирь была обраще-

на своей современной южной окраиной к современной северной окраине Лаврентии (Северной Америки), что хорошо согласуется с реконструкциями, выполненными на основе анализа геологических данных Р. Рейнбердом и А. Худолеем [3, 4, 9], а также с реконструкцией суперконтинента Арктика, выполненной Конди [1].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 04-05-65024 и 06-05-64538) и гранта INTAS № 03-51-5807.

## Литература

1. *Condie K.C. Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent // Gondwana Res.* 2002. V. 5, N 1. P. 41–43.
2. *Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: Implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // J. Geology.* 2000. V. 108, N 3. P. 38–401.
3. *Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkrovov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I. Sedimentary evolution of the Riphean – Vendian basin of southeastern Siberia // Precambrian Res.* 2001. V. 111, N 1/4. P. 129–163.
4. *Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164, N 3/4. P. 409–420.
5. *Диденко А.Н., Водовозов В.Ю. Траектория кажущейся миграции полюса Сибири для второй половины раннего протерозоя // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика и эксперимент: Материалы междунар. семинара. Казань, 2004. 372 с.*
6. *Павлов В.Э. Место рождения Сибирской платформы // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 88–91 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).*
7. *Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацкило А.В. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника.* 2002. № 4. С. 26–41.
8. *Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 367).*
9. *Худолей А.К. Тектоника пассивных континентальных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ): Дис... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2003.*
10. *Шацкило А.В. Палеомагнетизм венда юга Сибирской платформы и некоторые аспекты позднедокембрийской геодинамики: Дис... канд. геол.-минерал. наук. М., 2006.*
11. *Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамишина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.*

**В.А. Вигинский<sup>1</sup>**

## Некоторые особенности новейшего орогенеза в Горном Крыму

Орогенное сооружение Горного Крыма представляет собой новейшее образование. Об этом свидетельствуют как налагание новейших (меотис-

<sup>1</sup> ЗАО «Севергаз-инвест», г. Надым, Россия

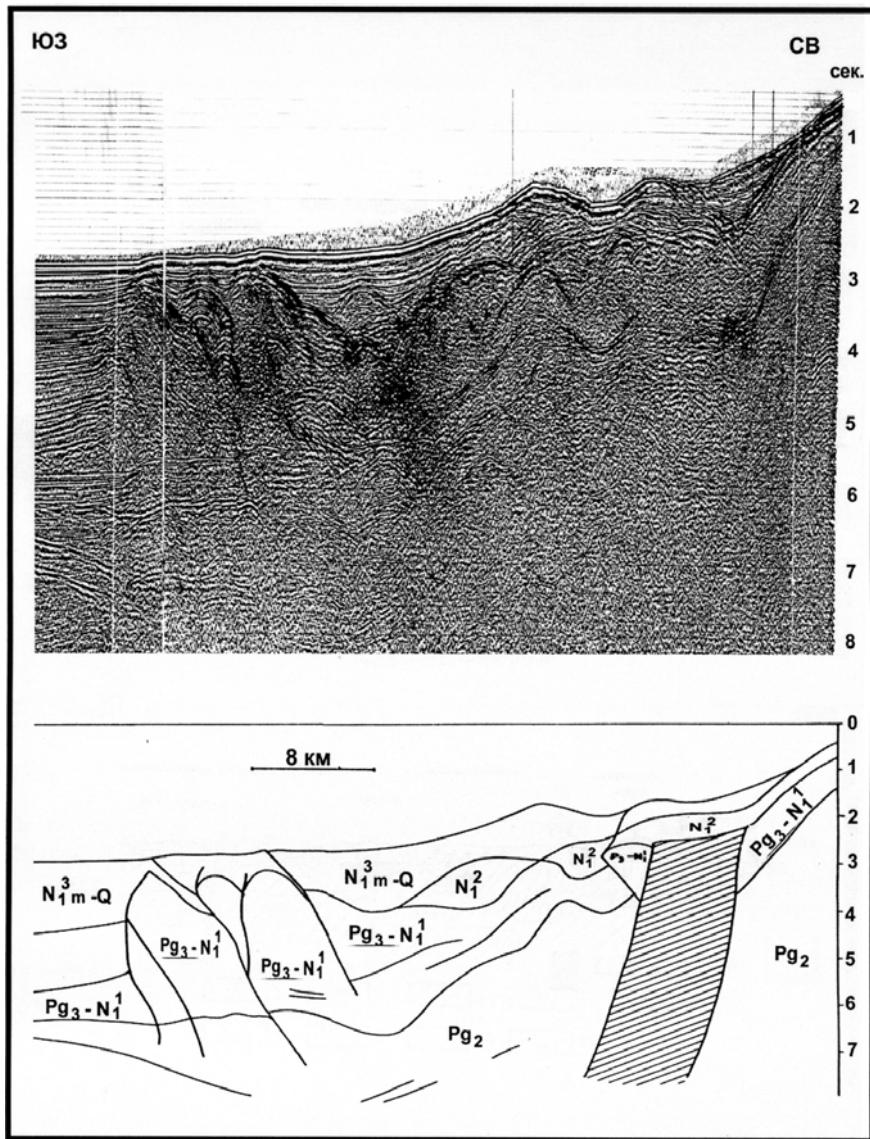
четвертичных) отложений на размытую поверхность погруженной периклинальной части орогенного сооружения Горного Крыма [1], так и палеогеоморфологические реконструкции, выполненные Н.И.Лысенко [2] и иллюстрирующие сарматский возраст доорогенной поверхности Горного Крыма. Вместе с тем, как свидетельствуют данные формационного анализа [3], вступительная фаза орогенического процесса, как и во всем ареале Азово-Черноморского бассейна, может быть отнесена к началу кайнозоя. Начало собственно орогенообразования синхронизируется с началом формирования и последующим активным развитием майкопских ранненогенных прогибов: Альминской впадины, впадины Сорокина и Индоло-Кубанского прогиба. Геоморфологическую выраженность орогенный процесс в Горном Крыму приобретает с начала меотиса [4].

Судя по характеру структурных соотношений в пределах погруженной части западной периклинали Горного Крыма [1], можно сделать вывод о неразвитости или отсутствии полнопрофильного южного крыла в этой части орогена (об этом свидетельствует примыкание к крутым южному склону структурного продолжения в море Горного Крыма миоценовых отложений, в то время как на северном склоне очевидно их полное трансгрессивное налегание).

Дополнительным свидетельством в этом плане может служить чешуйчатое строение верхней части осадочного чехла у основания континентального склона Черноморской впадины у г. Ялты (рис. 1), обусловленное, по-видимому, гравитационным оползанием толщи майкопских глин западной центральной клинали впадины Сорокина. Невыраженность образований сводового сооружения Горного Крыма в зоне сочленения его с Черноморской впадиной находит свое объяснение при рассмотрении материалов геолого-геофизических исследований (рис. 2) вдоль трассы Ялтинского тоннеля [5, 6]. Так, данные геоэлектрических исследований позволили установить выклинивание к югу относительно мощной толщи таврической серии. В наиболее погруженной части Крымского трога (в зоне Туакского антиклинария) суммарная мощность отложений таврической серии и средней юры колеблется от 2900 до 3500 м. Полное выклинивание рассматриваемой толщи, вероятно, происходит уже в пределах шельфа. Описываемая часть Крымского орогена, помимо установленных соотношений, характеризуется:

- резким сокращением континентального шельфа у берегов данной части Крымского полуострова,
- существованием непосредственно падающей под континентальный Крым [8] реликтовой (?) Ялтинской сейсмофокальной области, заложившейся во входящем углу позднемелового тылового Восточно-Черноморского бассейна ([3], а также –
- отсутствием «корней гор» под предполагаемым «морским» крылом горного сооружения Крыма [9].

В восточной части Горного Крыма сохраняется полный профиль сводового сооружения с развитым южным крылом и приуроченностью его



**Рис. 1.** Фрагмент временного разреза 658307 (прикрымская часть на трапезе г. Ялты: из [7]).

Внизу представлена интерпретация приведенного фрагмента временного разреза

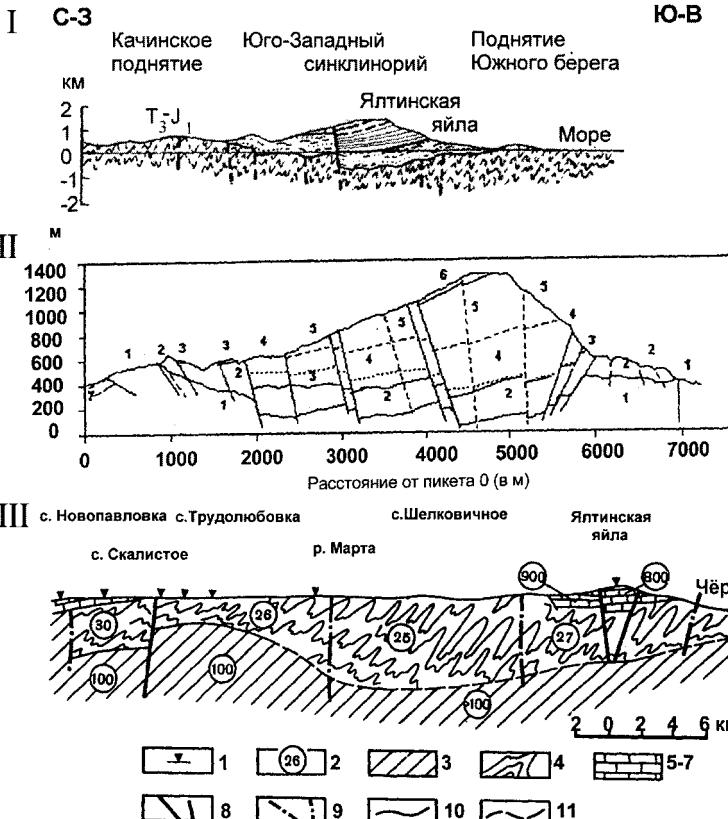


Рис. 2. Профили через западную часть Горного Крыма (вдоль трассы Ялтинского гидротоннеля)

I – геологический разрез Горного Крыма (Ялтинская яйла) [10] – условные обозначения см.: [10] рис. 3. II – схема блокового строения Ялтинского горного массива вдоль трассы гидротоннеля (ЯГТ) с элементами стратиграфии [5]: по горизонтам – расстояния от нулевого пикета тоннеля (в м), по вертикали – абсолютные отметки (в м) над уровнем моря; цифрами обозначены: 1 – цокольный водоупор (верхний триас–келловей), 2 – рифовый комплекс аргова, 3 – терригенный комплекс секвана, 4–6 – карбонатные комплексы секвана (4), нижнего киммериджа (5), титона (6), 7 – пирокластический комплекс байоса; сплошные линии: границы структурных горизонтов, пунктир – фациальная граница внутри секвана, штриховая линия – условная граница секвана и нижнего киммериджа; условные обозначения границ тектонических блоков: сплошные линии – ориентировка сместителя установлена достоверно, штриховые – менее достоверно. III – геоэлектрический разрез через Качинский антиклиниорий и синклиниорий Юго-Западного Крыма [6]: 1 – центры двусторонних дипольных электрических зондирований; 2 – удельное электрическое сопротивление пород (в Ом·м); 3 – палеозойский фундамент; 4 – терригенные флишевые отложения Таврической серии (T<sub>3</sub>-J<sub>2</sub>); 5 – углистые терригенные и вулканогенно-осадочные образования средней юры; 6 – терригенно-карбонатные отложения верхней юры; 7 – меловые отложения, 8,9 – крутые тектонические нарушения: 8 – достоверные, 9 – предполагаемые; 10,11 – границы геоэлектрических горизонтов: 10 – достоверные, 11 – предполагаемые

динамического центра (апикальная часть свода) к таврическому ядру орогена [10], образующего вместе с Индольским прогибом и впадиной Сорокина типичный профиль орогена Кобера. Различия в строении восточного окончания Горного Крыма и его западного сегмента фиксируются также флишевыми толщами юры – нижнего мела Судакско-Феодосийского трога, по-видимому, активно участвующими вместе с таврической серией в формировании антиклинарной структуры Восточного Крыма. Тело таврической серии в пределах западной части Горного Крыма, не играет столь существенной роли в строении орогенного сооружения, приобретающего в целом облик пологой моноклинали, которая имеет общее падение на север, и развивалась, вероятно, по типу «коллизионных» орогенов.

Вместе с тем, необходимо отметить, что какие бы процессы не участвовали в формировании новейшей структуры земной коры Крымского орогена, ее характер (наличие развитых «корней гор»), а также расчеты поля изостатических аномалий (данные ОИФЗ РАН, полученные на основе методик расчёта М.В.Артемьева, 1987 г.) позволяют поддержать высказывавшиеся ранее соображения [11, 12] об изостатической природе новейших воздыманий Горного Крыма и подтвердить предположения о компенсационном характере опусканий в зонах орогенных прогибов.

## Литература

1. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря / Ю.Г.Моргунов и др. М.: Наука, 1981. 351 с.
2. Лысенко Н.И. Новые данные о миоценовой поверхности выравнивания в Горном Крыму // Геоморфология. 1976. №1. С. 13–17.
3. Вигинский В.А. Новейшая тектоника и позднеальпийская геодинамика Азово-Черноморского региона. М.: Геоинформмарк, 1997. 98 с.
4. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Ред. А.Ф.Грачёв. М.: Пробел, 2000. 487 с.
5. Васильев И.Н., Шутов Ю.И. Современные движения тектонических блоков по наблюдениям в Ялтинском гидротоннеле // Геодинамика Крымско-Черноморского региона / Сборник материалов конференции. Симферополь, 1997. С. 128–132.
6. Хмелевской В.К., Кузьмина Э.Н. Глубинное строение Горного Крыма по данным электроразведки // Очерки геологии Крыма / Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. профессора А.А.Богданова. М., 1997. С. 177–186.
7. Терехов А.А., Шимкус К.М. Молодые осадки и надвиговые структуры в прикрымской и прикаспийской зонах Черноморской впадины // Геотектоника. 1989. № 1. С. 72–79.
8. Щукин Ю.К. Сейсмогенные структуры и фокальные зоны альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами // Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 125–133.
9. Земная кора и история развития Черноморской впадины / Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: Наука, 1975. 360 с.
10. Геология СССР // Т.8. Крым / Ч.1: Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.
11. Грачёв А.Ф. К вопросу о корнях гор // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1968. №12. С. 117–125.
12. Грачёв А.Ф., Кулаков Ю.Н., Литинский В.А. Выражение новейших структурных форм в гравитационном поле // Геология и геофизика. Л.: Наука, 1972. С. 5–32.

## **Тектоногенная (деформационная) зонность – ключевой фактор нефтегазонакопления в осадочных бассейнах (на примере Азово-Черноморского региона)**

Особенности формирования месторождений углеводородов в осадочных бассейнах нередко остаются дискуссионными, в том числе и в отношении роли тектонического фактора при их генезисе. Вместе с тем, очевидно, что процесс преобразования рассеянного органического вещества в генерирующем бассейне осуществляется не повсеместно (в соответствии с глубиной залегания материнских комплексов), а лишь в тех местах, где условия в наибольшей степени благоприятствуют этому. Как показали исследования [1], немаловажную роль в подготовке таких условий играют тектоносейсмические процессы.

Реальная нефтегазоносность территорий, по-видимому, во многом определяется деформированностью нефтегазоносных толщ, по крайней мере, можно вести речь об очень существенной корреляции (от 60 до 84%) нефтегазоносности со степенью деформационной преобразованности горной среды [2–5]. Нередко оказывается возможным говорить и о непосредственно связанных с тем или иным месторождением углеводородов деформированных объемов горной среды, выступающих в качестве своеобразных индивидуальных генерационных очагов [3, 6]. В числе нефтегазоносных зон (НГЗ) подобного типа можно привести Голицынскую НГЗ, а также НГЗ Шмидта и Архангельского в пределах северо-западного шельфа Черного моря. При этом, очевидно, что размеры упомянутых зон примерно соответствуют размерам соответствующих месторождений, причем так, что «областью питания» Голицынского месторождения, например, служит едва ли не вся Михайловская впадина. Соразмерная же область деформирования осадочного чехла НГЗ Архангельского венчается небольшим газовым месторождением того же имени. Естественно предположить значительную недоразведанность этой НГЗ. Потенциал Шмидтовской и Голицынской НГЗ, по-видимому, можно считать исчерпаным уже открытыми месторождениями, если не учитывать возможного насыщения из Голицынской зоны возможных объектов неантклинального типа на склонах Центрально-Михайловского поднятия.

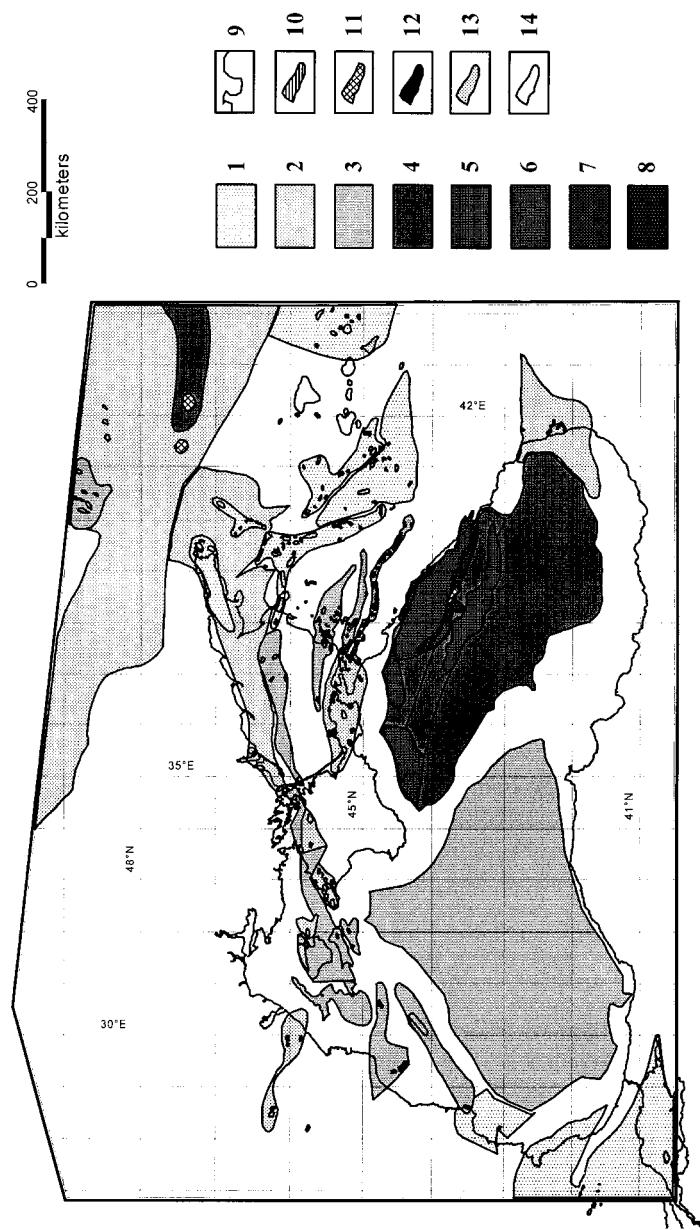
В целом же, вероятнее всего, целесообразно вести речь о достаточно протяженных зонах деформированности нефтегазоносных комплексов, с которыми, как правило, совпадают НГЗ [7]. Методика картирования таких зон (в том числе и потенциально нефтегазоносных) была разработана ранее [5, 8] и апробирована на примере Западно-Кубанского прогиба, где с успехом подтвердились на имеющемся нефтегазогеологическом материале, а в дальнейшем – при нефтегазогеологическом районировании всего Азово-Черноморского бассейна [7]. При этом, выделение НГЗ

<sup>1</sup> ЗАО «Севергаз-инвест», г. Надым, Россия

предварялось структурно-геологическими построениями (в частности – тектонофацциальными, характеризующимися наиболее разработанной методикой картирования структурных неоднородностей) [3, 8]. Зоны повышенной деформированности осадочного чехла дифференцировались путем определения барьерного значения степени деформированности толщ (деформационного «окна»), когда новейшие деформации начинают как бы понуждать активизацию процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Оказалось, что обнаружение промышленной нефтегазоносности наиболее вероятно как раз в таких зонах, обозначенных далее как «деформационное окно нефтегазоносности» [8].

Нефтегазоносные зоны, сочетая в себе условия, благоприятные как для генерации, миграции и накопления углеводородов, так и для их консервации, зачастую характеризуются различными стилями и типами деформированности. К примеру, если в одном случае (южный борт Западно-Кубанского прогиба – Ахтырско-Хадыженская НГЗ) мы можем говорить о преобладании складчатости гравитационного сползания и приразломно-надразломной складчатости, то в случае Южно-Туапсинской НГЗ [7] в Черном море складчатость надмайкопской толщи представлена деформациями отраженного типа за счет пластичного штампа глинисто-диапировых масс. То же можно сказать о Керченско-Таманской зоне в противовес Северо-Азовской, где в нефтегазоносных комплексах развита отраженная складчатость классического типа. Вместе с тем, общий уровень (напряженность) деформированности внутри НГЗ также различается в значительной мере. Так, если Ахтырско-Хадыженская и Южно-Туапсинская НГЗ, характеризуясь интенсивной деформированностью, отличаются значительными плотностями прогнозных ресурсов углеводородов, то Таганрогско-Ростовская НГЗ при слабой деформированности нефтегазоносных комплексов характеризуется и невысокой нефтегазоносностью (рисунок). Такие же соотношения возможно наблюдать в пределах всего Азово-Черноморского региона.

Обычно картирование НГЗ производится на основе анализа условий, благоприятных для скопления углеводородов и их консервации в конкретных геологических обстановках, которые обусловливаются как особенностями распространения и взаимодействия коллекторов и материнских толщ, так и латеральным наложением или смещением последовательных тектонических событий. Наиболее отчетливо это можно наблюдать при сравнении Северо-Азовской и Армавиро-Невинномысской нефтегазоносных зон. В обоих случаях мы опять таки имеем дело с особенностями локализации деформационных процессов, определивших благоприятное соотношение условий нефтегазоносности в пределах того или иного конкретного латерально ограниченного ареала. В частности, если в первом случае положение НГЗ определяется зоной влияния Главного Азовского нарушения, то простиранье Армавиро-Невинномысской НГЗ обусловлено неотектонической активностью одноименной зоны разломов. Каждая из выделенных НГЗ характеризуется особым де-



**Рисунок.** Карта плотности прогнозных ресурсов углеводородов (Д1) осадочных бассейнов нефтегазоперспективных и нефтегазоносных зон Азово-Черноморского региона  
Удельная плотность прогнозных ресурсов (в тыс. т н. э. на 1 км<sup>2</sup>): 1 – < 6; 2 – 6–20; 3 – 20–75; 4 – 75–150; 5 – 150–300; 6 – 300–600; 7 – 600–1200; 8 – > 1200; 9 – береговая линия морей; 10 – аномальная сейсмическая запись типа «яркое пятно»; 11 – подготовленные и готовящиеся объекты с локализованными прогнозными ресурсами (ДЛ); 12–14 – месторождения: нефтяные (12), газоконденсатные (13), газовые (14)

формационным режимом на новейшем этапе и, сообразно этому, специфическим сочетанием условий нефтегазоносности.

Как видно, вариации деформационной преобразованности нефтегазоносных комплексов во многом определяют и латеральное положение, и углеводородный потенциал НГЗ в Азово-Черноморском регионе. Подобные же соотношения, по-видимому, типичны и для других регионов. Свидетельства этому зафиксированы, в частности, для Западно-Сибирского НГБ [5].

## Литература

1. Влияние тектоносейсмических процессов на образование и накопление углеводородов / Ред. А.А.Трофимук. Новосибирск.: Наука, 1985. 224 с.
2. Вигинский В.А., Громин В.И. Тектонофациальный анализ эпизоны //Разведка и охрана недр. 1995. № 11. С. 31–35.
3. Вигинский В.А., Громин В.И., Чашукий В.П. Тектонофациальный анализ эпизоны // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование: Обзор. М.: ЗАО «ГеоИнформМарк», 1999. 45 с.
4. Вигинский В.А., Ефимов В.И., Зубков М.М., Ляшенко Л.П. Основные закономерности распределения углеводородов в земной коре в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности акватории Черного моря // Разведка и охрана недр. 1997. № 7. С. 8–14.
5. Вигинский В.А. Неотектонический контроль нефтегазоносности на примере Надымского месторождения газоконденсата (Западная Сибирь) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 84–88 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т.1).
6. Вигинский В.А. Зонная генерация углеводородов как отражение деформационного процесса в осадочной толще // Тектонофациальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении / Тез. докл. I тектонофац. совещ.. Алма-Ата, 1989. С. 130–132.
7. Вигинский В.А. Тектонический подход к нефтегазогеологическому районированию // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 90–93. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
8. Вигинский В.А. Новая технология картирования зон нефтегазонакопления (на основе структурно-деформационного анализа) // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века / Всерос. съезд геологов и науч.-практич. геол. конф.: Тез. докл. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 140–142.

---

**А.В. Викулин<sup>1,2</sup>, Г.М. Водинчар<sup>2,3</sup>**

## Тектонические процессы как «вихревые» решения проблемы Дирихле для Земли

1. В настоящее время не вызывает сомнений как существование эффектов пульсаций [1] и тектонических перестроек [2] планеты, «генерирующих» зоны сжатия, растяжения и сдвига, так и их взаимосвязь с

---

<sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>2</sup> Камчатский государственный университет, Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>3</sup> Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, пос. Паратунка, Камчатская область, Россия

вращением Земли [3]. Для количественного описания такого рода тектонических эффектов в рамках волновых концепций необходимо разработать соответствующую ротационно-упругую модель.

2. Для блоковых геофизических сред в рамках классической теории упругости была сформулирована и аналитически решена задача о поле напряжений во вращающемся с угловой скоростью  $\Omega$  твердом теле [4]. Основная идея решения такой задачи заключена в том, что, когда некий малый объем  $V_0$  упруго сцеплен с окружающей его средой (матрицей) и поворачивается за счет *внутренних источников*, изменение направления момента импульса такого макрообъема приводит к появлению вокруг него упругих напряжений с соответствующим моментом силы. Решалось уравнение упругого равновесия с нулевыми граничными условиями на бесконечности, с действующей на блок  $V_0$  силой, равной нулю, и моментом силы, не зависимым от размера  $V_0$ . Проведенные энергетические оценки показали хорошее соответствие экспериментальным сейсмологическим данным.

Упругое поле вокруг поворачивающегося блока оказалось *далеко действующим (планетарным)*. Такое свойство позволило для волн миграции сейсмичности, включая форшоковую и афтершоковую активность и излучаемые главными толчками упругие волны, получить решения в виде возбуждений *крутильной поляризации*: «медленных» солитонов (со скоростями  $0 \leq v_1 \leq c_0$  и энергиями  $e_1 \approx v_1^5$ ) и «быстрых» экситонов ( $c_0 < v_2 \leq V_s$ ,  $e_2 \approx v_2^2$ ). Существование «вихревых» движений при сильных землетрясениях подтверждается макросейсмическими и инструментальными данными [5]. Характерная скорость ротационно-упругого сейсмотектонического процесса при размерах «элементарных» блоков (очагов сильнейших землетрясений)  $r_0 \approx 100$  км оказалась рав-

ной:  $c_0^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2} \Omega r_0 \sqrt{\frac{G}{\rho}} \approx V_r V_s \approx 1$  см/с. Здесь  $\Omega$  – скорость вращения

Земли,  $G$  – модуль упругости;  $\rho$  – плотность пород;  $V_r$  – центробежная скорость блока;  $V_s \approx 4$  км/с – скорость поперечных сейсмических волн.

Анализ скоростей тектонических плит как функции их протяженностей показал существование двух механизмов, приводящих в движение такую совокупность объектов (частиц): «солитонного» ( $0 \leq V_1 \leq C_0$ ,  $0 \leq E_1 \approx V_1^{4-5}$ ) и «экситонного» ( $0 \leq V_{2,1} \leq C_0$ ,  $0 < E_0 \leq E_2$ ,  $E_2 \approx V_{2,1}^{2-3}$ ) с характерной скоростью  $C_0 \approx (1-10)$  см/с,  $E_0$  – энергия Чандлеровских колебаний. Известные значения скоростей «быстрых» деформационных тектонических волн ( $E_2, V_{2,1}$ ) лежат в тех же пределах ( $C_0 \leq V_{2,2} < V_s$ ),

что и для сейсмотектонических экситонов ( $v_2, e_2$ ) [5, 6]. При размерах плит, достигающих многих тысяч километров ( $R_0 \approx 1000$  км) получаем:  $c_0 \approx C_0$ . Как видим, тектонические процессы в рамках ротационно-упругих представлений имеют своеобразные корпускулярно-волновые свойства, что позволяет рассматривать и сейсмотектонические блоки, и тектонические плиты планеты как совокупность взаимосвязанных геологических структур. Таким образом, рассчитанное упруго-ротационное поле представляет собою «самосогласованное...с ненулевыми дивергенциями и вихрями» (А.В. Лукьянов, 1999 г., [6]) тектоническое планетарное поле, интенсивность которого, как того и требуют современные данные [3], определяется угловой скоростью вращения Земли.

3. Влияние ротации на процессы, протекающие в недрах планеты, в том числе, на состояние и форму ее поверхности, – несомненно. В последние годы резко повысился интерес именно к проблеме вихревых структур в литосфере. Такие структуры обнаружены и на поверхностях других быстровращающихся планет и их спутников [5]. Показано существование взаимосвязи между сейсмотектоническими процессами, вариациями вращения планеты, нутацией ее полюса, с одной стороны, и процессами в атмосфере, количеством осадков и уровнем моря – с другой [4]. Было установлено, что не только газожидкая оболочка планеты представляет собой единую систему. Такими, по своей сути, являются системы Земли ядро–мантия–литосфера [7] и литосфера–океан атмосфера [8], компоненты которых, влияя друг на друга, совершают согласованные движения [7, 8]. Приведенные данные позволяют все геолого-геофизические данные о вихревых движениях (тектонических структурах) рассмотреть с позиции механической задачи, определяющей равновесную форму планеты [9].

В последние десятилетия получены фундаментальные результаты в теории гравитационного потенциала – одном из важнейших разделов математической физики и геофизики [10]. Успех связан, в основном, с преодолением кризиса в теории фигур равновесия, выразившегося в недооценке и в забвении проблемы Дирихле – задачи о движении вращающейся гравитирующей жидкости, фигура которой в любой момент остается эллипсоидальной. Для различных сред (звезды, их скопления, галактики, ядра планет) в рамках задачи Дирихле были установлены новые вихревые решения Римана–Дедекинда, которые подтвердили ротационную природу наблюдающихся в этих средах движений.

Таким образом, становится все более ясным и определенным понимание того, что вихревыми решениями задачи Дирихле – фундаментальной проблемы механики о фигурах равновесия, – по сути, являются все движения вращающейся гравитирующей реальной жидкости – вязкой, сжимаемой и движущейся во взаимодействии с различными полями. В случае Земли таким образом должна двигаться геофизическая среда.

## **Литература**

1. Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
2. Тверитинов Ю.Т., Тверитинова Т.Ю. Закономерность смены структурных планов в складчатых областях // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2006. № 1, вып. 7. С. 67–94. [http://www.kscnet.ru/kraesc/2006/2006\\_7/2006\\_7.html](http://www.kscnet.ru/kraesc/2006/2006_7/2006_7.html)
3. Хайн В.Е., Ломизе М.Г. Геодинамика с основами геотектоники. М.: КДУ, 2005. 560 с.
4. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, 2003. 150 с.
5. Вихри в геологических процессах / Ред. А.В. Викулин. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2004. 296 с. [http://www.kscnet.ru/ivs/publication/whirlwinds/kniga\\_2.htm](http://www.kscnet.ru/ivs/publication/whirlwinds/kniga_2.htm)
6. 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\\_5/2005\\_5.html](http://www.kscnet.ru/kraesc/2005/2005_5/2005_5.html)
7. Оровецкий Ю.П. Корреляция геоструктур главных поверхностей Земли // Геофиз. журн. 2002. Т. 24, № 4. С. 102–108.
8. Сидоренков Н.С. Атмосферные процессы и вращение Земли. СПб: Гидрометеоиздат, 2002. 200 с.
9. Викулин А.В. Ротационные упругие поля в твердых телах и вихревые решения проблемы Дирихле: тождественные системы? // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2005. № 2, вып. 6. С. 86–95. [http://www.kscnet.ru/kraesc/2005/2005\\_6/2005\\_6.html](http://www.kscnet.ru/kraesc/2005/2005_6/2005_6.html)
10. Кондратьев Б.П. Теория потенциала и фигуры равновесия. Москва;Ижевск: ИКИ РАН, 2003. 624 с.

**А.В. Витязев<sup>1</sup>, Г.В. Печерникова<sup>1</sup>**

## **Происхождение и динамика примитивных геосфер**

Основой для построения модели ранней эволюции Земли является теория формирования планет в околосолнечном диске, опирающаяся на известные физические принципы и астрофизические наблюдательные данные и позволяющая сравнивать динамические оценки длительности отдельных стадий с независимыми оценками по изотопным гео- и космохронометрам [1, 3, 4]. В отличие от прошлых попыток сегодня построение теории образования планет опирается на астрофизические данные о более чем 100 внесолнечных планетных системах и о десятках тысяч газопылевых дисков около молодых звезд.

В первой части доклада обсуждается скорость роста массы Земли на ранней, промежуточной и заключительной стадиях ее формирования в рамках стандартного сценария происхождения Солнечной системы [5, 6]. Приводятся оценки спектра масс, скоростей и состава формирующих планету тел, поступающих из ее расширяющейся зоны питания [7, 8].

На основе динамической модели и данных геохимии и геофизики строится модель первичной Земли. Приводятся количественные оценки энергетических источников, сравнение энергетики ранней и современной Земли [8, 9]. Специальное внимание уделено вопросу ударного пе-

<sup>1</sup> Институт динамики геосфер (ИДГ) РАН, Москва, Россия

ремешивания приповерхностных слоев Земли телами, падающими на растущую Землю [8]. Обсуждаются основные процессы, определяющие тепломассоперенос, нагрев, дегазацию, начало плавления и гравитационной дифференциации на ядро и мантию [7–9]. Кратко сформулированы основные результаты лабораторных экспериментов по нагреву и плавлению метеоритных образцов [10, 11].

Наиболее критичными для описания формирования первичной атмосферы и гидросфера является проблема источников летучих [8, 12]. Рассматривается привнос летучих (вода, органика) телами из астероидной зоны и кометами и эрозия примитивной атмосферы.

В заключительной части доклада обсуждаются реликтовые сигналы из катархея (4,4–4,0 млрд лет назад) – древнейшие австралийские цирконы и плеяда атмосферного ксенона, а также перечисляются основные нерешенные проблемы описания этого темного периода.

## Литература

1. Сафонов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
2. Сорохтин О. Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
3. Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафонов В.С. Планеты земной группы: Происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука, 1990. 296 с.
4. Vityazev A.V., Pechernikova G.V. Late stages of accumulation and early evolution of the planets // Planetary sciences, American and Soviet Research – Proceedings from the US-USSR Workshop on Planetary Sciences / Eds. T.M. Donahue, K.K. Trivers, D.M. Abramson. Wash. (D.C.): National Academy Press, 1991. P.143–162.
5. Печерникова Г.В. Крупные тела сокращают шкалу времени роста Земли // Динамика взаимодействующих геосфер / Ю.И. Зепер. М.: ИДГ РАН, 2004. С. 217–223.
6. Печерникова Г.В. Время роста Земли // ДАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 391–394.
7. Витязев А.В., Печерникова Г.В. Ранняя дифференциация Земли и проблема лунного состава // Физика Земли. 1996. N 6. С. 3–16.
8. Печерникова Г.В., Витязев, А.В. Импакты и эволюция ранней Земли // Катастрофические воздействия космических тел / Ред. В.В. Адушкин и И.В. Немчинов. М.: ИКЦ «Академия», 2005. С. 251–265.
9. Витязев А.В., Печерникова Г.В. Происхождение геосфер: новые результаты и остающиеся проблемы // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли/ Ред. Ю.И. Зепер. М.: ИДГ РАН, 2003. Кн. 2. С. 13–25..
10. Vityazev A.V., Zetzer Yu.I., Leontjev V.V., Severova E.I. Experiment «Tsarev» and Early «Differentiation of Terrestrial Planets/Bull. Amer. Astronom. Soc. 1992. V. 24, N 3. P.985.
11. Zetzer J. I., Vityazev A.V. Experiment «Tsarev» and differentiation of chondritic bodies // Worlds in Interaction: Small Bodies and Planets of the Solar System / Eds. H. Rickman, M.J. Valtonen. Kluwer Academic Publishers, 1996. P. 474–480 (Earth, Moon, and Planets, 1996. V. 72, N. 1/3).
12. Vityazev, A.V., Pechernikova, G.V., Bashkirov A.G. «Missing Xenon» problem and climate of the early Earth // 36 LPSC, 2005, Sess. 118, #1719.

## **Эволюция щелочного мафит-ультрамафитового и карбонатитового магматизма на окраине Сибирского палеоконтинента**

Как известно, магматические комплексы щелочных пород и карбонатитов обычно формируются в условиях внутриплитного континентального рифтинга и имеют пломовую мантийную природу. В отличие от платформ, в складчатых областях их образование носит более эпизодический характер и происходит в сложной геодинамической обстановке на фоне возрастания степени пломлитосферного взаимодействия [1]. Ряд породных ассоциаций подобного рода выявлен в структурах Енисейского кряжа и западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, обрамляющих Сибирский кратон. Геологические данные и результаты изотопного возрастного датирования распространенных здесь щелочных мафит-ультрамафитовых и карбонатитовых комплексов позволяют выделять несколько этапов эволюции соответствующего магматизма (таблица).

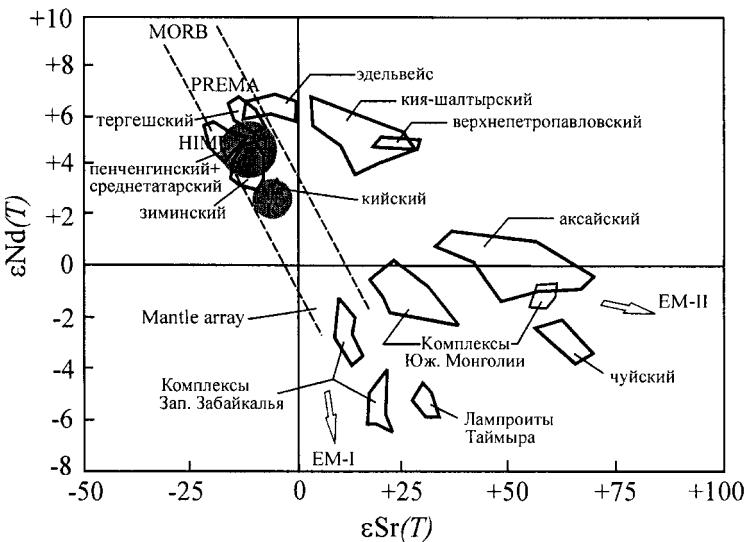
### **Этапы и последовательность становления щелочных комплексов мафит-ультрамафитов и карбонатитов на окраине Сибирского палеоконтинента**

Этапы	Регион	Комплекс (массив), породная ассоциация	Изотопный возраст, млн лет
1	2	3	4
Неопротерозойский (поздний рифей–венд)	Енисейский кряж (Заангарская часть)	захребетниковский щелочно-основной (субщелочные и щелочные габброиды, фойяиты, миаскиты); чивидинский трахибазальтовый (субщелочные долериты, трахибазальты, трахиты); чапинский щелочно-ультраосновной (пикриты и щелочные пикриты, авгититы, меланефелиниты, мелалейциты); пенченгинский фенит-карбонатитовый (фениты, магнезиокарбонатиты);	K-Ar ~ 690 [Корнев и др., 1999] K-Ar ~ 680 [Корнев и др., 1999] K-Ar ~ 668-670 [Корнев и др., 1999] K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd ~ 640–672 [Собаченко и др., 1986; Лапин и др., 1987; Врублевский и др., 2003]

<sup>1</sup> Томский государственный университет (ТГУ), Томск, Россия

## Окончание таблицы

1	2	3	4
Раннепалео- зойский (кембрий— ордовик)	Восточный Саян (ЮВ часть)	<i>среднетатарский</i> щелочно- основной (полевошпатовые и ийолиты, фойяиты, щелочные пегматиты, карбонатиты)  <i>зиминский</i> щелочно-ультра- основной (мельтейгиты, ийо- лит-уриты, мелилитолиты, пикриты, нефелиновые сие- ниты, сиениты, карбонатиты)	K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd ~ 610–680 [Свешни- кова и др., 1976; Сазонов и др., 2007]  K-Ar, Rb-Sr, U-Pb ~ 630–725 [Кононова, 1976; Чернышова и др., 1995, 1999; Яр- молюк и др., 2005]
	Кузнецкий Алатау (се- верная часть)	<i>верхнепетрапавловский</i> щелочно-основной (тералиты, полевошпатовые ийолиты, фойяиты, карбонатиты)	Rb-Sr, Sm-Nd ~ 502–509 [Брублев- ский и др., 2003]
Среднепа- леозойский (силур— девон)	Горный Алтай (ЮВ часть)	<i>эдельвейс</i> щелочно-основной (клинопироксениты, щелоч- ные сиениты, карбонатиты)	Sm-Nd ~ 474 [Брублев- ский и др., 2004]
	Кузнецкий Алатау (се- верная часть)	<i>кия-шалтырский</i> щелочно- основной (субщелочные и щелочные габброиды, уртиты, ийолиты, нефелиновые сие- ниты)	Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb ~ 400–440 [Брублев- ский и др., 2005]
Позднепале- озойский (пермь)	Сангилен (ЮВ Тыва)	<i>харлинский</i> щелочно-основ- ной (ийолит-уриты, ювиты, фойяиты, карбонатиты)	K-Ar ~ 405 [Яшина, 1982]
	Восточный Саян (ЮЗ часть)	<i>черносолкинский</i> щелочно- основной (щелочные габб- роиды и сиениты)	Ar-Ar ~ 402–406 [Парначев и др., 2002]
Раннемезо- зойский (три- ас)	Горный Алтай (ЮВ часть)	<i>аксайский</i> трахиандезит- дацит-риолитовый	Rb-Sr ~ 370 [Брублев- ский и др., 2006]
	Енисейский кряж (Заан- гарская часть)	<i>куйский</i> щелочно- ультраосновной (якупираниги- ты, ийолит-мельтейгиты, не- фелиновые и щелочные сие- ниты, карбонатиты)	K-Ar, Rb-Sr ~ 250– 275 [Корнев и др., 1999]
Позднемезо- зойский (мел)	Горный Алтай (ЮВ часть)	<i>чуйский</i> щелочно-основной (лампрофиры, лампроиты)	Ar-Ar ~ 236–245 [Брублевский и др., 2005]
	Минусинский прогиб	<i>тергеский</i> щелочно-основ- ной (трахизабазальты, базани- ты)	Ar-Ar, U-Pb ~ 74–79 (Литасов и др., 2002г.)



**Рисунок.** Nd-Sr-изотопная эволюция щелочного мафит-ультрамафитового и карбонатитового магматизма в обрамлении Сибирской платформы

Серым фоном показаны композиционные поля массивов Гулинский и Ессей (Г) (Когарко и др., 1999 г.; Morikubo et al., 2001 г.), Крестовский (К) (Сазонов и др., 2001 г.) Маймача-Котуйской провинции. Составы пород остальных комплексов приведены по данным (Чернышова, Морикубо, 1999 г.; Morikubo et al., 2001 г.; Никифоров и др., 2002 г.; Литасов и др., 2002 г.; Врублевский и др., 2003, 2004, 2005, 2006 гг.). Область «Mantle array» и резервуары MORB, PREMA, HIMU, EM I, EM II нанесены в соответствии с их современными параметрами по: [3]

Рассматриваемые неопротерозойские магматические комплексы относительно синхронны и приурочены к выступам докембрийского фундамента на Енисейском кряже и в Восточном Саяне. Согласно одной из точек зрения [2], их возникновение могло быть обусловлено деятельностью суперплюма, вызвавшего рифтогенный раскол Лавразии и раскрытие Палеоазиатского океана. На примере пенченгинского, среднетатарского и зиминского комплексов действительно отчетливо устанавливаются признаки участия в процессах магмогенерации умеренно деплетированного мантийного вещества HIMU и PREMA с очень незначительной долей материала EM I (рисунок).

Сходные изотопные характеристики имеют более молодые (240–250 млн лет) щелочно-ультраосновные вулканоплутонические ассоциации Маймача-Котуйской провинции, а также Енисейского кряжа (кийский комплекс), которые сформировались в процессе пермско-триасового континентального рифтинга. Ранне- и среднепалеозойские щелочно-мафитовые комплексы в Кузнецком Алатау и Горном Алтае с возрастом ~ 500–400 млн лет (верхнепетропавловский, эдельвейс, кия-шалтырский) мало отличаются от позднедокембрийских по соотношению изотопов неодима (см. рисунок), однако при

этом для них характерно заметное отклонение составов пород от мантийной последовательности в сторону обогащения  $^{87}\text{Sr}$ , что обычно наблюдается у магматических образований, контаминированных коровыми компонентами. В наибольшей степени эффект подобного смешения достигается в породах аксайского вулканического комплекса, при становлении которого вещество умеренно депленированной мантии могло взаимодействовать с материалом не только континентальной коры, но и обогащенного литосферного субстрата типа ЕМ I. Предполагается, что формирование ранне- и среднепалеозойских щелочных комплексов происходило в обстановке локального позднеколлизионного рифтинга на активной континентальной окраине и заражение магматических расплавов радиогенным стронцием, по-видимому, обусловлено влиянием процессов субдукции и роста коры [1].

В отличие от породных ассоциаций докембрия и палеозоя среди магматических источников большинства мезозойских щелочных комплексов складчатых областей значительную роль играет вещество обогащенной мантии типа ЕМ I. Его преобладание в различной степени характерно для триасовых лампроитов Горного Алтая (чуйский комплекс) и Таймыра, а также для меловых карбонатитсодержащих комплексов Южной Монголии и Западного Забайкалья (см. рисунок). Очевидно, что при повышенной мощности континентальной коры влияние существовавшего в это время суперплюма ограничивалось главным образом термическим воздействием на литосферу и инициацией рифтогенных процессов, не затрагивающих даже пограничных с астеносферной мантией областей [1, 4, 5]. По-видимому, исключение представляли магматические образования типа позднемезозойского тергешского комплекса трахибазальтов и базанитов в Минусинском прогибе, родонаучальная магма которого зарождалась при декомпрессионном плавлении литосферного субстрата [6], ранее эродированного и метасоматически измененного плюмом.

Таким образом, в зависимости от возраста и особенностей геодинамического режима становления рассмотренных щелочных и карбонатитовых комплексов в генерации их родонаучальных магм принимали участие мантийные источники различной природы. В первичном веществе палеозойских и более ранних породных ассоциаций доминировал материал умеренно депленированной мантии типа PREMA или НИМУ. Для мезозойских комплексов, за редким исключением, магматическими источниками послужили обогащенные субстраты ЕМ I и, возможно, ЕМ II. При этом доля собственно плюмовой составляющей была незначительной, и ее влияние ограничивалось, в основном, переносом тепла. По мере увеличения мощности континентальной коры роль расплавов, контаминированных ее компонентами, в эволюции щелочного и карбонатитового магматизма возрасала.

Исследования поддержаны РФФИ (проект № 04-05-64331).

## Литература

1. Врублевский В.В. Петрология карбонатитовых комплексов консолидированных складчатых областей (на примере Южной Сибири и Тянь-Шаня): Автoref. дисс... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 2003. 40 с.

2. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. АН. 2005. Т. 404, № 3. С. 400–406.
3. Zindler, A., Hart, S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.
4. Vrublevskii V.V., Gertner I.F. Origin of carbonatite-bearing complexes from fold systems: isotopic evidence for the mantle-crust interaction // Proc. 5<sup>th</sup> Intern. Conference «Problems of sources of deep magmatism and plumes». Petropavlovsk-Kamchatsky; Irkutsk: Publishing House of Institute of Geography SB RAS, 2005. P. 38–58.
5. Врублевский В.В., Войтенко Н.Н., Романов А.П. и др. Источники магм триасовых лампроитов Горного Алтая и Таймыра: (Sr, Nd)-изотопные свидетельства плюм-литосферного взаимодействия // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 5. С. 658–660.
6. Литасов Ю.Д., Мальковец В.Г., Литасов К.Д. и др. Петрогенез базанитов из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины // Материалы Всерос. конф. «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков». Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. С. 343–345.

**И.П. Гамкрелидзе<sup>1</sup>**

## **Тектоника плит и тектоническая расслоенность литосферы – основополагающие концепции развития внешних оболочек Земли (на примере альпийского Средиземноморского пояса)**

В течение нескольких десятилетий, по существу, изолированно друг от друга, развивались две мобилистские концепции: концепция тектоники литосферных плит, связавшая в стройную глобальную систему крупнейшие и важнейшие события в эволюции Земли и получившая мировое признание, и концепция тектонической расслоенности литосферы, развивавшаяся преимущественно в бывшем Советском Союзе. Долгое время эти концепции противопоставлялись друг другу, подчеркивая слабые места и трудности каждой из них. Однако нельзя не согласиться с мнением Л.И. Лобковского [1], что «между концепциями тектоники литосферных плит и тектонической расслоенности литосферы на самом деле нет глубоких противоречий. Более того, их взаимопроникновение является чрезвычайно плодотворным для развития геологической науки». Такой синтез необходим и с точки зрения магматизма и метаморфизма, так как невозможно удовлетворительно объяснить большое разнообразие магматических и метаморфических явлений, синхронных дрейфу литосферы, если последняя перемещается как единое целое [2–4].

Палеокинематические и палеомагнитные данные, наряду с традиционными геологическими (характер седиментации, магматизма; геология офиолитов; палеоклиматические и палеогеографические данные), свидетельствуют о том, что внутри океана Тетис, разделявшего Афро-Аравийскую и Евразиатскую континентальные плиты, в геологическом прошлом были расположены малые плиты (террейны, согласно совре-

<sup>1</sup> Геологический институт им. А.И.Джанелидзе АН Грузии, Тбилиси, Грузия

менной терминологии), имеющие различную геодинамическую природу и характеризующиеся специфическим литолого-стратиграфическим разрезом, магматическими, метаморфическими и структурными особенностями [5,6,4]. Во многих местах этого пояса в настоящее время мы наблюдаем фрагменты и офиолитовых террейнов, которые представляют собой реликты разновозрастных и различных структур океанской коры, а также верхней мантии крупных и малых океанских бассейнов. Они обдуцированы как на континентальное обрамление Средиземноморского подвижного пояса, так и на расположенные в его пределах террейны [6,4].

В геологическом прошлом (в течение позднего докембрия, палеозоя и раннего мезозоя) террейны испытывали значительные разноравненные горизонтальные перемещения внутри океанского пространства Прото-, Палео- и Мезотетиса (Неотетиса), подвергались взаимной акреции в результате проявления позднегерцинской, индосинийской, батской (чегемской) и австрийской фаз тектогенеза и в конечном счете были причленены к Евразиатскому континенту. По краям террейнов в течение всего этого времени функционировали разнонаклонные зоны субдукции, с которыми были связаны процессы регионального метаморфизма и интрузивного магматизма, а также известково-щелочной вулканализм с характерной латеральной петрохимической зональностью [5,4].

Следует особо отметить, что, согласно исследованиям последних трех десятилетий земная кора Средиземноморского пояса тектонически расслоена. Важное значение для выявления такой расслоенности имело установление с начала 70-х годов московскими, грузинскими и северокавказскими геологами покровного строения как альпийского чехла, так и доальпийского основания многих зон Кавказа. В частности: выявление офиолитовых покровов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа, покровного строения всего южного склона Большого Кавказа, доальпийского кристаллического основания в зонах Передового и Главного хребтов Большого Кавказа, в Бечасынской зоне, в Дзирульском и Локском кристаллических массивах.

Выяснилось также, что тектоническая расслоенность захватывает земную кору всего центрального сегмента Средиземноморского пояса. В этом имел возможность полностью убедиться автор настоящего доклада в течение многих лет (1976–1994 гг.) изучавший, наряду с тектоническими покровами Кавказа, покровные структуры Внешних и Внутренних Западных Карпат, Северных Апусенид, Балканид (Старой Планины, Крайшид, Северных Странджид, Центральных и Восточных Родоп), Западных и Восточных Альп и Северных Пиренеев [7].

Среди тектонических покровов Средиземноморского пояса нами выделены: 1) сорванные покровы основания, к которым относятся покровы Внутренних Западных Карпат (за исключением субтатранских) и Центральных Восточных Карпат, некоторые шарьяжи Северных Аппусенид (системы покровов Бихария, Кодру и покров Ариешен), шарьяжи кристалликума Родопской зоны, Пелагонийский массив в Динаридах, Битлисский массив и массив Аланья в Восточном Тавре, покровы Высоких

Гималаев, Дзирульского и Локского кристаллических массивов и покровы, выявленные в фундаменте Панонского и Чешского массивов (гранулит-ультрабазит-эклогитовый пояс в Молданубикуме Южной Чехии и глубинные субгоризонтальные зоны вязкого течения пород в пестрой серии Молданубикума); 2) сорванные покровы чехла (внешние покровы Западных и Восточных Карпат, субтрансовые покровы Внутренних Западных Карпат, большинство покровов Северных Аппусенид, покровы всех зон Балканид, за исключением Родопского) и система покровов Южного склона Большого Кавказа; образование всех перечисленных выше сорванных покровов приурочено к герцинской (саурская фаза), индосинийской (средиземноморской или австрийской) и позднеальпийским fazam тектогенеза; 3) олиолитовые (или обдукционные) покровы (в основном среднемелового возраста), к которым относятся шарьяжи Трансильванические, гор Металифера, Малого Кавказа (Севано-Акеринский и Вединский), а также герцинские (саурские) олиолитовые покровы Передового хребта Северного Кавказа и Дзирульского массива [7, 4].

В генетическом отношении все сорванные шарьяжи являются компрессионными, выжатыми вследствие проявления глубинного тангенциального сжатия, большей частью связанного с активным пододвиганием автохтона под альтохтон. Морфологически они, в основном, представляют собой вертикально аккреционные комплексы.

Олиолитовые покровы образуются в результате выжимания коры океанского типа и ее двусторонней или односторонней обдукции, которая протекает одновременно с субдукцией океанской коры, однако является процессом, намного более кратковременным (молниеносным в геологическом смысле), и, следовательно, вторичным по отношению к основному процессу субдукции [7, 4 и др.].

Приведенные данные о наличии крупных горизонтальных перемещений на совершенно различных уровнях земной коры, начиная с образования сорванных покровов чехла и основания до глубинных субгоризонтальных зон вязкого течения горных пород, а местами (Дзирульский массив) сдавивания земной коры, а также факт значительного горизонтального перемещения литосферных и коровых террейнов внутри океана Тетис, полностью подтверждают концепцию о горизонтальной тектонической расслоенности земной коры и литосфера.

Таким образом, при рассмотрении процессов, протекающих в недрах Земли, становится необходимым синтез подтвержденных множеством разнохарактерных геологических и геофизических данных двух главных концепций: тектоники литосферных плит, играющей определяющую роль в динамике верхних оболочек Земли, и тектонической расслоенности литосферы. Такой синтез естественно необходим и при рассмотрении процессов магматизма и метаморфизма, представляющих, вместе с тектоническими процессами, отражение единого процесса глубинной активности Земли [4].

В этом аспекте в последнее время рассмотрены процессы регионального метаморфизма и гранитообразования, протекавшие на Кавказе в

течение позднего протерозоя и палеозоя. Показано, что гранитоидный магматизм и метаморфизм того или иного типа, являясь отражением изменения термобарического поля во внешних оболочках Земли, представляют прямое следствие геодинамического режима и особенностей внутреннего строения различных структурных единиц земной коры и литосферы и, в первую очередь, их тектонической расслоенности [4].

К энергетическим источникам глубинных геологических процессов, наряду с главным – субдукционным теплом, относятся тепловая энергия, выделяемая генерируемой в зоне субдукции базальтовой магмой, флюидные потоки и, в первую очередь, вода, играющая значительную роль в процессах плавления корового и мантийного материала, а также радиогенное тепло, выделяемое главным образом сиалической корой [4 и др.]. Дополнительная тепловая энергия выделялась в результате диссипативного разогрева пород в подошве крупных тектонических покровов на совершенно разных уровнях земной коры и литосферы, она создавала температурный барьер или так называемый термический экран, препятствующий выносу тепла к поверхности и обуславливающий повышение геотермического градиента на глубине [4].

## Литература

1. Лобковский Л.И. Геодинамика геологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы и концепция двухъярусной тектоники плит // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 27–42.
2. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. №3. С.36–54.
3. Тектоническая расслоенность литосферы М.: Недра, 1980. 210 с.
4. Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа М.: Недра, 2005. 458 с.
5. Gamkrelidze I.P. Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time // Tectonophysics. 1986. V. 127. P.261–277.
6. Gamkrelidze I.P. Terranes of the Caucasus and adjacent areas // Bull. Acad. Sci. Georgia. 1997. V.155, N 3. P. 75–81.
7. Gamkrelidze I.P. Tectonic nappes and horizontal layering of the Earth's crust of Mediterranean belt (Carpathian, Balkanides, Caucasus) // Tectonophysics. 1991. V 196. P.385–396.

---

**Р.Г. Гарецкий<sup>1</sup>, Р.Е. Айзберг<sup>1</sup>, В.Г. Николаев<sup>2</sup>, М.А. Нагорный<sup>1</sup>**

## Восточно-Европейская платформа: пространственная диссимметрия позднепротерозойских тектонических событий

Начальные этапы развития Восточно-Европейской платформы (ВЕП) отражены в строении и составе средне-позднепротерозойских (рифейско-венденских) комплексов, которые объединены в квази-, ката- и ортоп-

---

<sup>1</sup> Институт геохимии и геофизики (ИГиГ) НАН Беларусь, Минск, Беларусь

<sup>2</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

латформенные типы чехла [11]. Обычно считается, что квазиплатформенный (или протоплатформенный) чехол формировался в раннем рифее, катаплатформенный – в среднем рифее – раннем венде, а ортоплатформенный – со второй половины раннего венда до наших дней. Последние исследования показали, что образование определенных типов чехла имеет скользящий во времени характер и зависит от позиции в пределах образующихся и распадающихся суперконтинентов, процессов структурообразования, проявления магматизма, влияния внутри- и окраинно-плитных процессов, которые в различных частях континента проявились по-разному. В этой связи важно рассмотреть пространственную диссимметрию тектонических событий, приведших к разнообразию рифейско-венденских комплексов чехла ВЕП в отдельных ее частях.

Эта диссимметрия уже в значительной мере проявилась в раннерифейский (готский) этап (1600–1300 млн лет), когда в западной части ВЕП в изолированных депрессиях накапливались вулканогенно-осадочные толщи мощностью до 1500 м. Участки их развития пространственно тяготели к анортозит-рапакивигранитным plutонам, сформировавшимся в возрастном диапазоне 1750–1500 млн лет [9]. В то же время на восточной окраине ВЕП шло формирование обширной Камско-Бельской впадины с терригенно-карбонатным заполнением мощностью до 9 км. Эти толщи уже можно рассматривать в качестве элемента первоначального ортоплатформенного чехла. Механизм образования отмеченных депрессий рассматривался нами в предыдущих публикациях [4–9].

В среднерифейский (дальсландский) этап (1300–950 млн лет) тектонические события протекали различно для юго-западной, северо-восточной и центральной частей ВЕП. В начале этапа заложились три рифтовые зоны субмеридионального простираания: Ладожско-Шеровичская – в центре кратона, Беломорско-Котласская – на северо-востоке и Южно-Уральская – на востоке с вулканогенно-осадочным заполнением мощностью от 800 м в центре ВЕП до 2500 м на востоке.

В конце этапа в центре и на востоке платформы стали формироваться более широкие депрессии типа надрифтовых синеклиз, которые заполнились песчано-кварцевыми отложениями мощностью более 1100 м в центре и терригенно-карбонатными толщами до 3000 м на востоке. В центральной части фрагменты этих образований сохранились от размыва лишь в позднерифейских рифтах, а на востоке были законсервированы под толщами более поздних пассивных континентальных окраин.

События позднего рифея (950–650 млн лет) протекали по-разному в северо-восточной и юго-западной частях ВЕП. В северо-восточной части кратона начала развиваться рифтовая зона Белого моря, которая состояла из трех параллельных ветвей северо-западного простираания. Возможно, она унаследованно формировалась со среднего рифея [2]. Ее образование предшествовало заложению пассивной континентальной окраины вдоль северо-восточного края ВЕП, которое произошло, вероятно, в середине позднего рифея и было связано с расколом суперконтинента.

нента Родиния. Окраина расширялась в юго-восточном направлении и в районе современного Южного Урала имела ширину 400–500 км.

В середине позднего рифея четко обозначилась зона, разделяющая шельф и континентальный склон ВЕП в этом регионе. Она проходила от Варангер-Фьорда через п-ов Рыбачий, центр п-ова Канин, Цильменско-Ропчинскую зону Тиманской области, Полюдов кряж и далее пересекала в юго-восточном направлении Северный Урал. Вдоль этой линии развивалась полоса мощных рифов. К юго-западу от нее накапливались в основном обломочные сероцветные глинисто-песчаные формации шельфа, а к северо-востоку – турбидитовые ассоциации (также терригенные) континентального склона и материкового подножия мощностью до 5 км и более [6].

Во второй половине позднего рифея и, возможно, в начале венда продолжалось развитие этой пассивной окраины. Ее юго-восточный (Южный Урал) и северо-западный (Скандинавия) фланги значительно расширились и приобрели очертания крупных структурных заливов, где накапливались мелководные преимущественно красноцветные терригенные и частично карбонатные образования мощностью до 1000 м.

Одновременно с началом развития пассивной окраины в условиях горизонтального растяжения интенсивно развивались Пачелмский и Серноводско-Абдулинский рифты. Они унаследовали зоны дальсландского структурообразования, которые в основном совпадали с главными сутурами кристаллического фундамента. Рифты заполнялись терригенными толщами. В конце второй половины позднего рифея заложился второй трансплатформенный пояс, имеющий северо-восточное простиранье – Волыно-Среднерусская система прогибов. Система состояла из трех главных элементов – Волыно-Оршанского прогиба, Среднерусского авлакогена и Яренской впадины [8]. Мощность терригенного заполнения этих депрессий достигает 1–3 км. Механизм образования этого пояса связан со сдвиговыми напряжениями вдоль долгоживущей сутуры ВЕП [2], что, возможно, справедливо для зоны Среднерусского авлакогена, однако формирование Волыно-Оршанского прогиба на юго-западе кратона требовало, на наш взгляд, также напряжений растяжения.

В венде (650–550 млн лет) палеотектонические события на ВЕП протекали еще более разнопланово для ее северо-восточной и юго-западной окраины. Важнейшим событием раннего венда стало формирование траппового пояса вдоль юго-западного края ВЕП протяженностью около 800 км. Главной особенностью волынской трапповой серии является ее бимодальный состав [5,7]. Базальты преобладают в нижней части серии, а породы среднего и кислого состава (андезиты, дациты, риолиты) залегают в средней и верхней частях на незначительной площади. В южной зоне траппового пояса выявлен гипабиссальный комплекс габбро-долеритов. Сравнение петрохимических особенностей эфузивного и гипабиссального комплексов волынской трапповой серии и толеитовых базальтов континентов и срединно-океанских хребтов свидетельствует о том, что неизмененные разности волынских магматических пород по

большинству показателей соответствуют низкокалиевым и в меньшей степени – умеренно и высококалиевым толеитам трапповых формаций мира с содержанием  $K_2O$ , соответственно: менее 0,4; 0,4–0,72; более 0,72%. Низкокалиевые базальты континентов рассматриваются обычно как аналоги толеитовых базальтов срединно-океанских хребтов. Геодинамические условия формирования трапповой провинции юго-западного края ВЕП в волынское время соответствуют перерастанию континентального рифтогенеза в океанский.

Состав отдельных образцов волынских эфузивного и гипабиссального комплексов вполне отвечает характеристике низкокалиевых толеитов срединно-океанских хребтов ( $K_2O < 0,4\%$ ;  $SiO_2 - 49-50\%$ ), маркируя начало развития вдоль юго-западной границы ВЕП дивергентных процессов с формированием океанской коры. Таким образом, волынский трапповый пояс формировался в рифтовую стадию, предшествовавшую раскрытию моря (океана?) Торнквиста в позднем венде – раннем палеозое. Эти события соответствуют модели формирования пассивных окраин над расходящимися бортами континентальных рифтов, при спрединге земной коры. В идеальном случае в основании каждой из пассивных окраин находится рифтовый «полуграбен». Можно полагать, что волынский трапповый пояс маркирует восточное плечо палеорифта, «полуграбен» которого погребен под мощными аккумулятивными образованиями Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий [1]. Предполагается, что Волынская трапповая формация, видимо, сформировалась под воздействием плюма, отделившегося от восходящего потока «горячей» мантии, связанного с раскрытием океана Япetus [10].

На рубеже раннего и позднего венда в центре платформы продолжалось заполнение остаточных рифтовых грабенов Среднерусского авлакогена. Процессы рифтогенеза затухали в зонах Пачелмского авлакогена и Волыно-Оршанского палеопрогиба. Здесь формировались относительно широкие, но неглубокие прогибы. На восточной и северо-восточной периферии платформы продолжала развиваться пассивная континентальная окраина с терригенным осадконакоплением.

В конце волынского – начале валдайского времени венда в центре кратона над разветвленной системой Среднерусского и северо-западным флангом Пачелмского авлакогенов начала формироваться изометричная Московская синеклиза. Одновременно произошло расширение пассивной окраины вдоль восточной и северо-восточной периферии кратона к западу: заложились Мезенская синеклиза и Приуральский прогиб. В редкинское время позднего венда в юго-западной части ВЕП прекратилась интенсивная вулканическая деятельность и трапповый пояс начал постепенно размываться и погружаться.

В восточной части платформы на нескольких уровнях редкинского горизонта отмечаются маломощные прослои пепловых туфов кислого и среднего состава, весьма характерных по геохимическим показателям для типичных островодужных вулканических продуктов [12]. В запад-

ной же части кратона в середине редкинского горизонта зафиксированы туфы основного состава, сходные с образованиями палео- и современных рифтовых зон. Это может свидетельствовать о том, что юго-западная и северо-восточная части ВЕП, с середины редкинского времени развивались в условиях разных геодинамических режимов.

Юго-западная окраина ВЕП на протяжении котлинского времени позднего венда и начала раннего кембрия и на протяжении всего раннего палеозоя представляла собой пассивную континентальную окраину [3], которая испытывала нисходящее движение, находясь вблизи зоны развития океанской коры.

Северо-восточная окраина ВЕП, начиная со второй половины позднего венда, стала приобретать черты активной континентальной окраины. В конце котлинского времени и на протяжении всего балтийского времени раннего кембрия к ее северо-восточному краю приращивалась аккреционная линза Тиманид. Процессы сжатия и аккреции привели к резкой смене облика терригенных формаций, заполняющих Московскую и Мезенскую синеклизы (сероцветные замещались на красноцветные, а вблизи зоны Тиманид образования балтийской серии имеют типичный молассоидный характер). В зоне Среднерусского авлакогена сжатие со стороны Тиманид вызвало с конца котлинского времени формирование инверсионного Рыбинско-Сухонского мегавала и других более мелких валов.

В заключение следует отметить, что пространственная диссимметрия тектонических событий на ВЕП отчетливо наметилась уже в раннем рифее, когда на западе кратона формировалась серия небольших депрессий, а на востоке – обширный Камско-Бельский прогиб. В среднем рифее в пределах ВЕП явной диссимметрии тектонических событий не наблюдалось. В это время начали развиваться внутриконтинентальные рифтовые зоны. Надрифтовые же образования этого времени развиты крайне фрагментарно, и их обычно включают также в состав катаплатформенных комплексов, так как они сохранились в более поздних рифтах, либо, как в Приуралье, под более широкой пассивной континентальной окраиной.

Пространственная диссимметрия тектонических событий между юго-западной и северо-восточной частями ВЕП значительнее всего проявилась в позднем рифее и венде. Растижение и деструкция земной коры, возможно связанные с расколом суперконтинента Родиния, начались в северо-восточной части ВЕП с позднего или даже с конца среднего рифея. Вначале они проявились заложением рифтового пояса Белого моря, затем, с середины позднего (возможно, раньше – с конца среднего) рифея формированием пассивной континентальной окраины. Во второй половине венда северо-восточный край ВЕП начинает приобретать черты активной континентальной окраины. Процессы деструкции коры в юго-западной части ВЕП начались только в конце рифея одновременно с развитием Волыно-Оршанского прогиба. Затем в раннем венде они стали весьма интенсивными и привели к формированию траппового

пояса параллельно морю Торнквиста. Дальнейшее растяжение способствовало заложению пассивной континентальной окраины, которая существовала вдоль юго-западного края ВЕП с середины позднего венда до середины силура. В конце силура – начале девона произошла коллизия литосферных плит и образовалась Рюгенско-Поморская складчатая зона, параллельная юго-западному краю ВЕП. Таким образом, асинхронность тектонических событий на ВЕП во второй половине позднего протерозоя привела к тому, что формирование ортоплатформенного чехла в северо-восточной части кратона началось в середине позднего рифея, на юго-западе и в центре – только с конца раннего венда.

Работа выполнена при поддержке проекта 06Р-045 Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований и проекта № 06-05-81004 РФФИ.

## Литература

1. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Старчик Т.А. Вендинский и девонский магматизм юга Восточно-Европейского кратона: геодинамические аспекты // Вест. БГУ. 2000. Сер. 2, № 1. С.65–71.
2. Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С.23–38.
3. Гарецкий Р.Г. Юго-западная пассивная окраина Восточно-Европейского кратона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т.76, вып. 5. С.9–15.
4. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Николаев В.Г., Нагорный М.А. Особенности развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С.126–131 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ. Т.1.)
5. Воловник Б.Я. Траповая формация Волынь-Подолии // Тектоника и стратиграфия. 1975. № 8. С.28–33.
6. Маслов А.В., Оловянинников В.Г., Ишерская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала // Литосфера. 2002. № 2. С.54–95.
7. Махнач А.С., Веретенников Н.В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Мин.: Навука і тэхніка, 1970. 234 с.
8. Нагорный М.А. Тектоника Волынь-Среднерусской системы прогибов. Мин.: Навука і тэхніка, 1990. 105 с.
9. Нагорный М.А., Николаев В.Г. Квазиплатформенный чехол запада и центра Восточно-Европейского кратона // Літасфера. 2003. № 1 (18). С.14–20.
10. Носова А.А., Веретенников Н.В. Юго-западная окраина Балтики в неопротерозое: изотопно-геохимические особенности базальтов волынской траповой провинции и связь с поздним этапом распада суперконтинента Родиния // Тектоника земной коры и мантии. 11. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С.56–61 (Материалы XXXVIII Тектонич. Совещ. Т.2).
11. Тектоника Белоруссии / Ред. Р.Г.Гарецкий. Мин.: Навука і тэхніка, 1976. 200 с.
12. Фелицын С.Б. Вулканлизм, выветривание и вариации цикла фосфора в венде на Восточно-Европейской платформе // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 4. С.375–386.

## **Дискретность строения литосферы континентов на границах плит**

Классическая концепция плейттектоники исходит из постулата о делении литосферы на ряд жестких относительно четко ограниченных плит, подстилаемых более пластичной астеносферой. Их движение описывается одной из поздних версий известной модели NUVEL – NNR-NUVEL-1A, рассчитанной по перемещению плит над горячими точками и по линейным магнитным аномалиям. Известно, что главные сейсмические пояса совпадают с активными континентальными окраинами, зонами поздне-кайнозойской коллизии и крупными трансформными разломами. В то же время, изучение сейсмичности и активных разломов показывает неоднородность строения внутренних частей ряда плит с развитием мозаики блоков вблизи их границ. Примеры этого можно видеть на границах Северо-Евразийской плиты с окружающими ее плитами [1–3], на западе Северо-Американской плиты [4, 5], между Тихоокеанской и Австралийской, а также Африканской и Сомалийской плитами [3, 6].

Упомянутые блоки, как правило, объединяются в широкие протяженные зоны, некоторые из которых были названы «диффузными границами плит» [7]. Нами предложено для подобных структур название «транзитные зоны» [6], поскольку они служат участками передачи и релаксации тектонических напряжений, возникающих между крупными литосферными плитами. В докладе рассматриваются две проблемы, связанные с дискретностью строения литосферы континентов: кинематика блоков в транзитных зонах на границах плит (I) и глубина уровней, вдоль которых происходит перемещение этих блоков (II).

I. Количественный анализ кинематики транзитных зон, проведенный по данным спутниковой геодезии [8], позволяет получить представление о современном поле напряжений, определяющем абсолютные и относительные перемещения и деформацию (степень кинематической свободы) блоков. Так, Северо-Африканско-Апулийская транзитная зона разделяет западную часть Северо-Евразийской и Африканскую плиты. Входящие в ее состав блоки Рабатский, Центрально-Средиземноморский, Апулийский смещаются в системе ITRF (в абсолютных координатах) на В и СВ со скоростью 25–40 мм/год. Два последних блока относительно принимаемой за неподвижную Евразиатской плиты испытывают вращение против часовой стрелки [9].

---

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

<sup>2</sup> Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики (МИТП) РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

<sup>4</sup> Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия

Еще большую «кинематическую самостоятельность» имеют блоки в восточной части Альпийско-Иранской транзитной зоны на границе Северо-Евразийской, Африканской и Аравийской плит. Эгейский блок смещается по азимуту 133–165° ЮВ со скоростью 11–30 мм/год, причем максимальные значения скорости наблюдаются на юге, что согласуется с растяжением в тыловом прогибе Эгейской дуги. Расположенный севернее Родопо-Синопский блок движется в абсолютных координатах на восток вдоль ограничивающего его Северо-Анатолийского правого сдвига со скоростью до 41 мм/год. Центрально-Иранский блок смещается по азимуту 55–64° СВ со скоростью 33–37 мм/год [10].

Наиболее сложно построенной среди изученных нами транзитных зон является Центрально-Азиатская зона. Ее ограничения совпадают с треугольником максимальной внутриконтинентальной сейсмичности Евразии. В пределах этой зоны к северу от границы Индийской литосферной плиты удалось установить заметное отличие скоростей, предсказываемых моделью NUVEL-1A, от экспериментальных скоростей, что, несомненно, связано с процессом коллизии Индостана и Евразии. Количественная оценка уменьшения влияния этого процесса по мере удаления от границы Индийской плиты позволила выделить площади, на которых модули отклонения экспериментальных скоростей от модельных убывают линейно с увеличением расстояния от упомянутой границы. При этом скорость убывания коррелирует с диссипацией сейсмической энергии [2]. По отношению к стабильной Евразиатской плите векторы GPS в области коллизии образуют характерный «развал» с отклонением до 10° СВ – 345° СЗ у западного синтаксиса Гималаев в Северо-Западном Тибете и Тянь-Шане и до 50–70° СВ и более у восточного синтаксиса в Южном Тибете, Цайдаме и на западе провинции Сычуань [1]. Можно предположить, что отмеченный развал векторов связан с оттоком корового материала перед фронтом Индостанского субконтинента к западу и востоку [11].

Детальные исследования системы разломов Сан-Андреас на границе Северо-Американской и Тихоокеанской плит показали ее постоянную эволюцию со временем заложения около 29 млн лет. Это выражается в последовательном удлинении системы и в постепенной миграции на восток в глубь континента плоскости главных движений. За 29 млн лет миграция разлома на восток на широте Сан-Франциско составила около 150 км. При этом происходит «захват» блоков континентальной коры Северо-Американского континента и причленение их к Тихоокеанской плите. В пограничной зоне между горами Сьерра-Невада и Провинцией Бассейнов и Хребтов расположена широкая зона активных транстенсионных разломов Walker Lane, в пределах которой проявляется растяжение коры, выраженное в чередовании хребтов и долин. По большинству долин (Death Valley, Panamint Valley и др.) происходят сдвиговые перемещения, сопровождаемые современной гидротермальной и/или фумарольной активностью. В отличие от находящейся западнее Провинции Бассейнов и Хреб-

тов хребты здесь изломаны, разбиты на фрагменты, повернутые и смещенные в результате сдвиговых деформаций и вращения мелких блоков. Именно в зоне Walker Lane и продолжающей ее на юг Восточно-Калифорнийской сдвиговой зоне [5] происходит в настоящее время проработка новой главной плоскости скольжения для системы разломов Сан-Андреас в обход жесткого блока Великой Долины и гор Сьерра-Невада.

Объем данной работы не позволяет остановиться на интереснейших проблемах геокинематики Восточно-Азиатской и Северо-Тихоокеанской транзитных зон, в которых ряд блоков испытывает существенные деформации под влиянием процессов взаимодействия с Тихоокеанской литосферной плитой, а также на кинематике блоков у северной границы Австралийской плиты и между Африканской и Сомалийской плитами в пределах Восточно-Африканской рифтовой области [2, 6]. Выполненное исследование показывает высокую современную геодинамическую активность транзитных зон между главными плитами.

II. Геолого-геофизические данные по разным регионам свидетельствуют о том, что зоны сочленения литосферных плит представляют собой сложно устроенные системы многоуровневого взаимодействия. Результаты различных методов глубинного зондирования, включая сейсмомагнитографию и изучение мантийных ксенолитов, позволяют предполагать широкий диапазон глубин залегания механической подошвы отдельных блоков в транзитных зонах. Так, на профиле GGT21, пересекающем всю Евразию от Баренцева моря до Тайваня [12], можно видеть, что такие блоки, как Джунгария, Тянь-Шань и ряд других, имеют, несомненно, коровую природу и не выделяются на литосферном уровне. Поэтому вполне закономерно, что 95% землетрясений Тянь-Шаня происходит в верхних 20 км. Это подтверждает возрождаемые в последнее время В.Е. Хайнем идеи Э. Аргана о срывах внутри коры или по границе коры и мантии. В то же время Тарим, Цайдам, Баянхар и особенно Юго-Восточный Китай, судя по упомянутому профилю, обладают отчетливыми мощными литосферными корнями до глубин 180–240 км. Можно думать, что вещество литосферы в транзитных зонах в ряде случаев находится на разных глубинах в особом квазипластичном состоянии. Об этом говорят результаты исследований по программе INDEPTH в Гималаях и Тибете, а также образование вихревоподобных структур в верхних слоях континентальной литосферы, подтверждаемых данными GPS в Альпах, на севере Эгейского блока, на Аравийском полуострове [3] и в районах обоих синтаксисов Гималаев.

Сейсмогеологические сечения вкрест системы разломов Сан-Андреас показывают, что близкая к вертикальной разломная зона с хрупкой реологией прослеживается только до глубин 15–20 км, далее она упирается в вязкий слой, отделенный от хрупкого верхнего слоя детachmentом [13]. Детачменту отвечают зоны сильных отражений на монтажах отраженных волн, совпадающих с нижней границей проявления сейсмичности и зоной выполнивания коровых листрических разломов. Иногда детачмент сов-

падает с подошвой коры, но может располагаться и внутри коры. Выше детачмента коровые деформации реализуются преимущественно в виде проскальзываний разноразмерных блоков по разломам, а под детачментом осуществляются преимущественно в пластической или вязкой mode и имеют диффузный рассредоточенный по объему характер.

## Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника.2004. № 1. С. 3–20.
2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюткин Ю.С. Блоковая структура и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 5. С. 3–19.
3. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюткин Ю.С. Блоковые структуры и кинематика Западной Евразии по данным GPS // Геотектоника. 2007. № 1 (в печати).
4. 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, № 8. P. 937–959.
5. 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.
6. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Транзитные зоны в современной блоковой структуре Евразии / Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 130–132 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).
7. Gordon R.G. The plate tectonic approximation: Plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate motions // Ann. Revs. Earth Planet. Sci. 1998. V. 26. P. 615–642.
8. GPS-Resources. Catalog of present-day velocities of Earth crust movements. M.: Geophys. Center RAS, 2004: <http://clust1.wdcb.ru/gps/>
9. Nocquet J.-M., Calais E. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001 // Geophys. J. Intern. 2003. V. 154. P. 72–88.
10. Nilforoushan F., Masson F., Vernant P. et al. GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran // J. Geodesy. 2003. V. 77. P. 41–422.
11. Shen F., Royden L.H., Burchfiel B.C. Large-scale crustal deformation of the Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № B4. P. 6793–6816.
12. Arctic Ocean – Eurasia – Pacific Ocean geoscience transect. Sc. 1:1,000,000 / Eds. X. Yuan, A.S. Egorov // Publication № 276 of the Intern. Lithosphere Program: GGT 21. 2000. 17 sheets.
13. Fuis G.S. West margin of North America – A synthesis of recent seismic transects // Tectonophysics. 1998. V. 288. P. 265–292.

---

**В.С. Гейко<sup>1</sup>, Т.А. Цветкова<sup>1</sup>, Л.А. Шумлянская<sup>1</sup>,  
И.В. Бугаенко<sup>1</sup>, Л.Н. Заяц<sup>1</sup>**

## Сейсмотомография Евразии

Получена 3-D P-скоростная модель мантии Евразии методом Тейлорового приближения решения обратной многомерной кинематической задачи сейсмики, предложенного В.С.Гейко [1]. Основными преимуществами метода по отношению к классической линеаризации являются: независимость от начального приближения (1-D референтной модели),

---

<sup>1</sup> Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина

корректность по Тихонову как собственно задачи обращения, так и ее численной реализации. В качестве исходных данных использованы данные о временах первых вступлений Р-волн от землетрясений, промышленных и атомных взрывах на станции Международного сейсмологического центра (ISC) за период 1964–2002 г. Результаты представлены в виде горизонтальных сечений через 25 км в истинных скоростях, до глубины 850 км, долготных и широтных сечений в невязках относительно 1-Д референтной модели, полученной как следствие решения задачи обращения, через  $1^{\circ}$  до той же глубины.

Представленная модель имеет два априорных ограничения: 1) скорость – непрерывная функция пространственных координат; 2) функция  $v(r)/r$  – где  $r$  – радиус в сферической системе координат  $r, \phi, \lambda$ , убывает с глубиной. Первое предположение является вынужденным, поскольку по временам первых вступлений невозможно устойчиво восстановить скачки скорости, второе вытекает из характера наблюденных данных. Разрешающая способность полученных результатов  $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ} \times 25$  км

Полученная скоростная модель соответствует области [ $20^{\circ}$  в.д. –  $140^{\circ}$  в.д.] \* [ $20^{\circ}$  с.ш. –  $80^{\circ}$  с.ш.] \* [50 км – 850 км]. В части Юго-Восточной Азии область расширена до  $15^{\circ}$  ю.ш. Использованная система наблюдений неравномерно сканирует исследуемую мантию. Хуже всего освещен север и северо-восток рассматриваемой территории. Тем не менее, полученная модель позволяет прийти к следующему.

Принципиально мы считаем областью определения тектоносферы всю мантию [2], однако в данной работе речь идет о тектоносфере в пределах верхней мантии, переходной зоны и зоны раздела I на глубинах 50–850 км.

Мантия, соответствующая Евразии, по скоростям характеризуется слоисто-инверсионным строением в целом. Начиная с глубины 50 км, выделяется глобальная низкоскоростная область, объединяющая мантию под фанерозойскими структурами и находящимися под их влиянием окраинами докембрийских структур первого ранга. Исключение составляют Скифско-Туранская и Западно-Сибирская плиты, Индосинийский массив, определяющиеся на этой глубине как высокоскоростные. С глубиной, начиная со 100 км, отмечается послоистая инверсия скоростей

Докембрийские структуры первого ранга могут быть разделены на два типа по наличию сейсмической литосферы. К первому типу относятся Восточно-Европейская, Сибирская, Индостанская платформы ко второму типу – Северо-Китайская и Южно-Китайская платформы. Платформы первого типа характеризуют высокоскоростной сейсмической литосферой с различной глубиной залегания ее подошвы (в среднем Восточно-Европейская платформа 300–350 км, Сибирская платформа – 300 км, Индостанская платформа – 250–300 км) и низкоскоростной переходной зоной. Докембрийские платформы второго типа, Северо-Китайская, Южно-Китайская платформы, определяются низкоскоростными верхами верхней мантии глубиной до 100–150 км и расширенным

низкоскоростным слоем, захватывающим часть верхней мантии, переходную зону и зону раздела I.

По характеру взаимодействия платформ с окружающими структурами выделяются: 1) активное взаимодействие, представленное погружением и взаимным проникновением различных скоростных слоев, как платформ, так и окружения (южная и западная окраины ВЕП, южная окраина Сибирской платформы, северная окраина Индостанской платформы), а также коллизионной ситуацией, где наблюдается столкновение скоростных слоев без погружения (северо-западная часть ВЕП – север Фенноскандии, север и юг Северо-Китайской платформы; 2) пассивное взаимодействие, проявляющееся в плавном переходе от скоростного строения тектоносферы платформ к окружению (переход от ВЕП к Западно-Сибирской плите и др.) (рисунок).

Молодая Западно-Европейская платформа характеризуется дробленностью скоростных структур, сопоставимых с тектоническими зонами, которые составляют платформу. Платформа характеризуется низкоскоростной верхней мантией, высокоскоростной переходной зоной и зоной раздела I, представленной низкоскоростным слоем, который имеет неоднородное строение.

Тектоносфера Скифской плиты является окраиной тектоносферы ВЕП, в которой происходит переход от скоростного строения платформы к молодым структурам. К переходному типу по скоростному строению мантии относятся Западно-Сибирская и Туранские плиты. Скоростное строение тектоносферы Западно-Сибирской плиты отражает переход от скоростного строения тектоносферы ВЕП к скоростному строению Сибирской платформы, а Туранской плиты – от скоростного строения платформенной части к скоростному строению орогенного типа.

Скоростное строение тектоносферы подвижных поясов характеризуется неоднородностью. Отличительной чертой скоростного строения тектоносферы поясов является его инверсность по сравнению с древними платформами северной части Евразийской плиты. Это – наличие низкоскоростной верхней мантии, низкоскоростной переходной зоны и низкоскоростной зоны раздела I. Выделяются участки субдуцирующего литосферного слоя как в южной части, так и в северной части поясов, а также погружения различных скоростных слоев внутри поясов, что обуславливает сложность их строения. В пределах Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского подвижных поясов выделяются массивы, по своим мантийным скоростным характеристикам относящиеся к докембрийским структурам первого типа (Казахстанско-Киргизский, Центрально-Монгольский и др.).

Выделены мантийные скоростные субмеридиональные области раздела, соответствующие Урало-Оманскому линеаменту, зоны разломов  $103^{\circ}$  и др.

На рисунке вынесены участки погружения полученных высокоскоростных слоев и указаны направления их распространения.

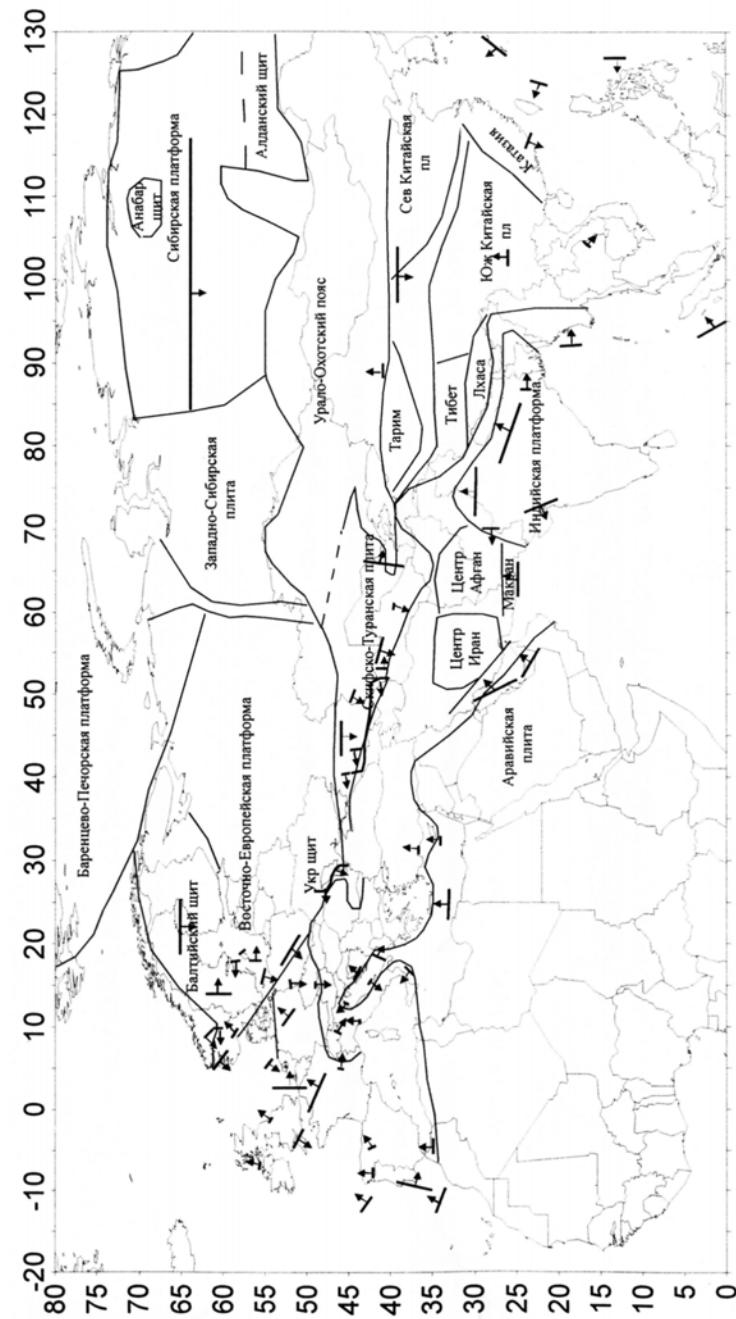


Рисунок. Погружения высокоскоростных слоев

## **Литература**

1. Geyko V.S. A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз. журн. 2004. Т.26, №2. С.3–32.
2. Пущаровский Ю.М. Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. №3.С. 3–12.

**М.Д. Гесь<sup>1</sup>**

### **Террейновая структура и геодинамика каледонид Тянь-Шаня: обозрение**

Как показывают глобальные палеотектонические реконструкции (Зоненшайн и др., 1990 г.; Scotese, McKerrow, 1990 г.; Mossakovskiy et al., 1993 г.; и др.), геодинамическая история каледонид Тянь-Шаня, входящих в систему Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса, была обусловлена заложением и развитием Палеоазиатского океана и его взаимодействием с окружающими кратонами и «рассеянными» в его пределах микроконтинентами. Актуалистическая интерпретация геодинамических комплексов и террейновый анализ рассматриваемого здесь каледонского орогена Тянь-Шаня позволяют выделять в нем несколько микроконтинентальных, палеоокеанических и островодужно-краевоморских относительно автохтонных и аллохтонных террейнов, а также «сшивающие» и покрывающие их неоавтохтонные комплексы. Террейны ограничены раннепалеозойскими шовными зонами (сутурами), или крупными надвигами, значительно нарушенными позднепалеозойскими и неотектоническими дизьюнктивами.

Фрагменты Срединно-Тянь-Шаньского и Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентальных террейнов включают в себя: (1) досреднерифейское глубокометаморфизованное аккреционное основание; (2) комплексы континентальных рифтов и (3) поздневендско-нижнепалеозойский осадочный чехол, представленный комплексами пассивных окраин этих террейнов.

Сохранившиеся признаки сутурных швов, разделяющих упомянутые террейны; включают разницу в характере одновозрастных комплексов их пассивных окраин; присутствие местами круто погружающихся дуплексов, которые сложены офиолитами, представляющими собой останцы коры окружавших микроконтиненты океанических бассейнов, и приуроченность к этому шву гравитационной ступени.

История каледонид Тянь-Шаня начиналась с континентального рифтогенеза в среднем рифее–венде, когда происходил раскол краевой части Восточно-Гондванского кратона и раскрытие субширотных (в современной ориентировке) континентальных рифтов, заполнявшихся продуктами наземного вулканизма бимодальной серии и несортированными терригенными осадками грабеновых фаций.

<sup>1</sup> Институт геологии НАН Кыргызской Республики г. Бишкек, Кыргызстан

В конце венда–раннем кембрии раскол Восточной Гондваны продолжался и достиг полного раскрытия и отрифтовывания от нее микроконтинентальных террейнов. Это привело к спредингу, генерации океанической коры и зарождению океанических бассейнов, входящих в систему Палеоазиатского океана, – Ишим-Нарынского между Таримским (Срединно-Тянь-Шаньский блок) и Северо-Тянь-Шаньским микроконтинентальными террейнами и Жалаир-Илийского между последним и Атасу-Жунгарским микроконтинентом. Ишим-Нарынский бассейн разрастался до появления в предботомское время Капкатас-Восточно-Терскойской энсиматической островной дуги и Кыргызско-Терского задугового бассейна, что было обусловлено до конца трендака процессами субдукции, приведшими к поглощению океанической коры и прекращению расширения океанического бассейна.

Кембрийско-трендакский эпизод субдукции с формированием энсиматической островодужной системы, в предпозднеаренигское время сменился коллизией этой системы, представляющей собой уже островодужно-краевоморский террейн (Кыргызско-Терскойский), с Северо-Тянь-Шаньским микроконтинентальным террейном, на который он обдуцировал. В это же время происходила обдукация Жалаир-Илийского палеоокеанического террейна на противоположную сторону Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента. Аллохтонное залегание океанических и задуговых офиолитов, а также вулканитов энсиматической дуги на комплексах Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна подчеркивается их положением в ядрах синформных складок, образованных конформно подошвой аллохтона и слоями отложений автохтона. При этом в основании офиолитовых покровов часто наблюдается серпентинитовый меланж и офиолитокластовые олистостромы.

Коллизия и амальгамация Кыргызско-Терского и Жалаир-Илийского аллохтонных террейнов с Северо-Тянь-Шаньским микроконтинентом в предпозднеаренигское время привели к образованию Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терского супертеррейна. Эти процессы сопровождались формированием ( $476 \pm 5$  млн лет назад) комплекса «сшивавших» его постамальгамационных диорит-кварц-монцонит-гранодиоритовых массивов, локализовавшихся как в автохтонных блоках, так и в обдукционных пластинах аллохтонных террейнов.

В конце аренига «сшитая» гранитоидами композиция супертеррейна начала подвергаться неравномерному размыву и погружению, а на ее руинах несогласно накапливались терригенные морские осадки неоавтохтона. В это же время возобновилась, а в среднем ордовике продолжалась субдукция с двух сторон под рассматриваемый супертеррейн. Над зонами субдукции на композитном основании формировались энсиалические островные дуги: Курдайско-Заилийская с северной (в современной ориентировке) и Северо-Тянь-Шанская с южной стороны супертеррейна. С фронтальных сторон эти дуги сопровождались преддуговыми бассейнами, в то время как их тыловые части были разделены

общим задуговым энсиалическим бассейном, как это можно наблюдать и в некоторых современных островодужных системах в юго-западной части Тихого океана. Преддуговые и задуговой бассейны заполнялись глубоководными пестрыми по составу турбидитами.

К концу лландейло, или в начале карадока, островодужная вулканическая деятельность завершилась. Это указывает на полное поглощение в зонах субдукции коры океанических бассейнов как Ишим-Нарынского – на юге, так и Жалаир-Илийского – на севере. Соответственно уже в карадоке субдукция сменилась коллизией Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терскойского супертеррейна (с островодужными неоавтохтонами) с придвижущимися микроконтинентальными террейнами: с севера (в современной ориентировке) – с Атасу-Жунгарским (за пределами современного Тянь-Шаня) и с юга – со Срединно-Тянь-Шаньским. Коллизия проявилась в обдукции на Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинент сильно нарушенных фрагментов офиолитов из аккреционного клина, а также вулканитов разных частей ранне-среднеордовикской островной дуги, к которой относился этот клин. Эти структурные фрагменты амальгамировались и образовали Сарыджаз-Чаткальский островодужно-палеоокеанический аллохтонный террейн. Его границами являются сутура Ишим-Нарынского палеоокеанического бассейна («Линия Николаева») – с севера и Атбashi-Иныльчекский разлом (с юга), наследующий позднепалеозойскую сутуру Туркестанского палеоокеана. Нижняя граница аллохтонного террейна образована шарьжным основанием обдукционного покрова офиолитов на Срединно-Тянь-Шаньском микроконтинентальном террейне.

Коллизия и амальгамация упомянутых выше террейнов привели к образованию в позднем ордовике еще более крупного Тянь-Шаньского позднекаледонского супертеррейна, известного в литературе под названием Кыргызско-Казахского микроконтинента. Эти процессы сопровождались накоплением перекрывающих его молассовых отложений неоавтохтона. Коллизионное сжатие супертеррейна привело к поддвиганию одного террейна под другой, резкому утолщению композитной континентальной коры и ее разогреву. С этим связано формирование комплексов гранитоидов (440–410 млн лет назад). Они являются постамальгамационными «сшивающими» элементами новосформированного супертеррейна.

## **Литосфера о-ва Тайвань по результатам гравитационного моделирования**

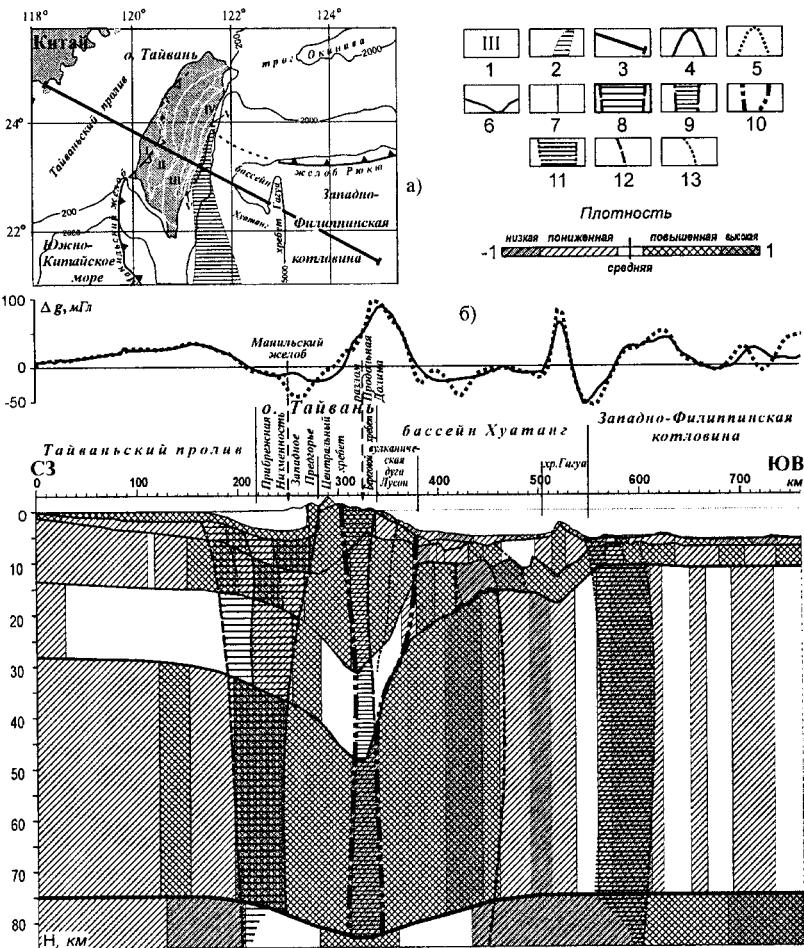
Настоящая работа посвящена изучению области сочленения и тектонического взаимодействия Филиппинской океанической плиты и окраины Азиатского континента в районе о-ва Тайвань, которая является одним из наиболее сложных звеньев всей Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Исследование выполнено на основе гравитационного моделирования синтетического разреза литосферы, составленного по результатам опубликованных геолого-геофизических работ более чем за тридцатилетний период исследований ученых разных стран вдоль линии, пересекающей остров в средней его части (рисунок, фрагмент а). Геометрические параметры модели в значительной мере отражают данные и взгляды исследователей, принимавших участие в изучении глубинного строения земной коры в зоне линии моделирования последние полтора десятка лет. Несмотря на большое внимание и значительные усилия, уже приложенные и прилагаемые к изучению этого сложного в тектоническом отношении региона, некоторые аспекты глубинного строения, эволюции и геодинамики его остаются предметом дискуссий. Наиболее уязвимыми являются сведения о рельефе подошвы литосферы. Нами приняты взгляды тех авторов, которые предполагают в исследуемой части региона утолщение литосферы (и земной коры) за счет субдукции континентального ее блока под Филиппинскую плиту.

По вычисленному распределению плотности (см. Рисунок, фрагмент б), в гравитационной модели литосферы о-ва Тайвань и омывающих его акваторий выделяются четыре блока, каждый из которых обладает особенностями плотностного строения. В порядке расположения блоков с запада на восток, это – литосфера Тайваньского пролива от побережья континентального Китая практически до береговой линии острова; литосфера о-ва Тайвань до подножия восточного подводного островного склона; литосфера бассейна Хуатанг до восточного подножия хребта Гагуа; литосфера Западно-Филиппинской котловины. Первые два блока принадлежат континентальному типу коры и литосферы, два последних – океаническому. Блок земной коры вулканической дуги Лусон и плотностная структура тектонической зоны разлома Продольная Долина занимают промежуточное положение между континентальной литосферой и океанической.

Литосфера континентальной окраины Тайваньского пролива обладает достаточно выдержаным характером латерального распределения плотностных неоднородностей как наиболее стабильная в тектоническом отношении часть исследуемого профиля. Она сочленяется с блоком

<sup>1</sup> Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

<sup>2</sup> Институт тектоники и геофизики (ИТИГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия



**Рисунок.** Тектоническая и геоморфологическая схема Притайваньского региона (а) и распределение вычисленной плотности в литосфере, с элементами интерпретации (б)

1 – римские цифры – индексы структур, слагающих о-в Тайвань: (I) – передовой прогиб; I – Прибрежная Низменность, II–IV – ороген (II – Западное Предгорье, III – Центральный хребет, IV – Восточное Предгорье), V – тектоническая зона глубинных разломов (сутура) Продольная Долина); 2 – линия моделирования; 4 – измеренные гравитационные аномалии, мГал; 5 – гравитационный эффект, вычисленный от найденного распределения плотности, мГал; 6 – рельеф нижних кромок слоев литосферы; 7 – границы плотностных неоднородностей в слоях по латерали; 8–11 – выделенные тектонические зоны: 8 – Манильского желоба, 9 – Продольной Долины, 10 – контакта между Азиатским континентом и Филиппинской океанической плитой, 11 – границы между Западно-Филиппинской котловиной и бассейном Хуатанг; 12 – восточная граница наложенной плотностной структуры литосферы о-ва Тайвань; 13 – другие линии корреляции

литосферы собственно острова Тайвань через широкую тектонически ослабленную зону, отвечающую, предположительно, плотностной структуре северного продолжения Манильского желоба.

Литосфера собственно острова Тайвань занимает краевую, окраинную часть Азиатского континента, обладает сложным строением с участием преимущественно высокоплотных мантийных и коровых образований. В ее состав частично включаются плотностная структура Манильского желоба (Западное Предгорье), Центрального хребта, низкоплотная структура разлома Продольная Долина и земная кора островной вулканической дуги Лусон, слагающая Береговой хребет и восточный островной склон. По плотностным параметрам, кора дуги Лусон ближе земной коре континентальной литосферы (орогена Центральный хребет) и однозначно отличается от океанической коры бассейна Хуатанг. В качестве версии происхождения этого блока земной коры принимается, что вулканическая дуга Лусон развивалась не на окраине Филиппинской плиты, а была втянута ею с юга и прижата к континентальной окраине в результате разворота или поступательного движения вдоль границы плит (см. Рисунок, фрагмент а).

Литосферный блок бассейна Хуатанг является краевой частью океанической плиты. Он отличается от литосферы Западно-Филиппинской котловины большей мощностью коры, геологическим строением осадочного слоя и возрастом формирования котловины. Этот блок литосферы обладает сложным распределением плотности и лежит на астеносфере относительно пониженной плотности. Прилегающая к межплитному контакту западная часть литосферной мантии имеет повышенную плотность ( $3,34\text{--}3,44 \text{ г}/\text{см}^3$ ), а восточная – пониженную ( $3,25\text{--}3,30 \text{ г}/\text{см}^3$ ). В земной коре обнаруживается подобие сдвига к западу верхних слоев коры относительно нижних, которое усиливается наличием элементов корреляции плотностных неоднородностей, отклоняющихся в этом же направлении. Отмечается также сдвиг к западу и неоднородностей земной коры относительно литосферной мантии. Граница между литосферными блоками бассейна Хуатанг и Западно-Филиппинской котловины представлена неоднородностями пониженной плотности. В земной коре она четко проявляется в восточном подножии хребта Гагуа, отделяя его от коры Западно-Филиппинской котловины. В мантии эта граница, вероятно, имеет сложную конфигурацию с взаимным проникновением мантийной части блоков друг в друга и выражена широкой неоднородностью пониженной плотности,  $3,23\text{--}3,25 \text{ г}/\text{см}^3$ . В целом, возможно, она имеет наклон к западу, и тогда литосфера Западно-Филиппинской котловины налегает на литосферу бассейна Хуатанг. Есть основания предполагать, что эта граница имеет продолжение в астеносфере.

Литосферная мантия Западно-Филиппинской котловины имеет плотность пониженную и близкую к средним значениям ее в модели и подстилается астеносферой повышенной плотности. Для коры характерна высокая контрастность плотностных неоднородностей как в нижнем утолщен-

ном слое, так и в верхнем тонком. В обоих слоях имеются вычисленные плотности, превышающие  $3 \text{ г}/\text{см}^3$ . Между ними в нижней толще отмечаются неоднородности небольшой плотности,  $2,75\text{--}2,79 \text{ г}/\text{см}^3$ . Это можно объяснить еще несостоявшимся (продолжающимся) процессом становления океанической коры – базификацией, мантийными внедрениями.

На основании результатов выполненного гравитационного моделирования выделена сложно построенная плотностная структура литосфера о-ва Тайвань, включающая литосферу тектонической зоны Манильского желоба, островного орогена Центральный хребет, земной коры вулканической дуги Лусон и высокоплотного блока литосферной мантии океанической литосферы, примыкающей с востока (западной части бассейна Хуатанг). Есть основания предполагать, что как плотностная структура она имеет свое продолжение в подстилающей ее мантии, связанное, наиболее вероятно, с процессами изостазии. Выделенная структура, сформировавшаяся в зоне непосредственного контакта и взаимодействия континентальной и океанической плит, рассматривается как наложенная, т.е. как структура, возникшая на более ранних постройках в результате особых геологических, тектонических и геодинамических процессов, проявившихся в этой области. Особое внимание обращает на себя центральная часть этой плотностной структуры, охватывающая Центральный и Береговой хребты, сквозьлитосферный меридиональный разлом Продольная Долина и вулканическую дугу Лусон. Она прилегает непосредственно к контакту с океанической литосферой, вмещает в себя наиболее раздутую часть земной коры и характеризуется, за исключением сооружения разлома Продольная Долина, повышенной плотностью практически в пределах всей толщи литосферы. Выделенная структура является отражением происходящих здесь процессов динамического взаимодействия двух плит. Преобладание повышенных значений плотности говорит о том, что господствующими процессами здесь были процессы сжатия и коллизии, сопровождаемые метаморфизмом и инъекциями мантийного материала. Наличие корреляций между плотностными неоднородностями в земной коре и литосферной мантии говорит об активном динамическом, геохимическом, гравитационном взаимодействии между этими тектоническими элементами, свойственном молодым, нестабилизировавшимся структурам.

Выполненное гравитационное моделирование показывает, что процессы, обусловившие формирование сложной тектонической зоны, имеющей зоной коллизии Тайваня, охватывают не только верхние слои коры, но и всю литосферу.

## Особенности структурообразования некоторых коллизионных орогенов (на примере Большого Кавказа)

Горно-складчатые сооружения рассматриваемого типа образуются на окраине континентов, представленной латеральным рядом геоструктур: микроконтинент – окраинное море – континент. Считается, что такие орогены формируются в результате подвига активно действующего микроконтинента под пассивный континент и их коллизии. В это время происходит раздавливание расположенного между ними окраинно-морского бассейна, вызванное конвергенцией континентов, а затем вздымание возникшей складчатой зоны и превращение ее в коллизионный ороген. Однако далеко не все межконтинентальные горно-складчатые сооружения образуются по такой простой схеме. Хорошим примером этого служит альпийский ороген Большого Кавказа (БК). Последний возник на месте одноименного окраинного моря, расположенного между Черноморско-Закавказским микроконтинентом (ЧЗМ) и южным краем Восточно-Европейского континента, представленным Скифской платформой (СП).

Детальные региональные геолого-структурные исследования, проведенные автором в пределах БК, показали, что эволюция структурообразования и механизмы формирования его современной складчатой структуры значительно сложнее, чем это предполагалось ранее. Они оказались довольно разнообразными и далеко не всегда согласуются с современными моделями развития орогена БК. Полученные новые фактические материалы по морфологии складчатых структур позволили восстановить кинематику и динамику структурообразования в регионе.

Окраинное море БК возникло, как сейчас принято считать, в начале юрского периода в результате растяжения, утонения и блокового опускания существующей здесь континентальной коры, вызванными происходящими в мантии термальными процессами. Над зоной раздробленной коры образовался узкий асимметричный линейновытянутый в северо-западном направлении осадочный бассейн БК. Этот прогиб по краям был ограничен крупными глубинными разломами, отделяющими его с юго-запада от ЧЗМ, а с северо-востока от СП. Наиболее важную роль в процессе альпийского структурообразования сыграл Южный краевой разлом (ЮКР), отдельные отрезки которого в современной структуре БК носят разные названия. Роль Северного краевого разлома (СКР) в этом смысле сравнительно незначительна.

На протяжении всего раннеальпийского (юра–эоцен) и раннеорогенного (олигоцен – средний сармат) этапов развития БК в пределах окраинно-морского бассейна БК отлагались различные отложения: глинистые и песчано-глинистые осадки, вулканогенные образования, а также терригенный и карбонатный флиш, с общей мощностью около 15 км.

---

<sup>1</sup> Институт геологии им. А.И. Джанелидзе АН Грузии, Тбилиси, Грузия\

Заполняющие прогиб литифицированные осадки многократно подвергались сжатию и складкообразованию во время проявления батской (предкелловейской), пиринейской, штирийской и аттической фаз складчатости, вызвавших формирование складчатой системы БК мегантиклинорного строения. Здесь следует отметить особенности развития южной краевой части осадочного бассейна, представленной в современной структуре БК Гагра-Джавской зоной (ГДЗ). После батской фазы складчатости она испытала воздымание и консолидацию. В дальнейшем в пределах относительно приподнятой ГДЗ отлагались субконтинентальные отложения и она совместно с более глубоководными частями окраинного моря БК, охватывалась структурообразующими процессами.

Не вдаваясь далее в детали происходящих в эти периоды геологических событий, мы хотим обратить особое внимание на возможные причины структурообразования и его эволюцию в пределах БК. Существующие в настоящее время диаметрально противоположные представления о подвиге ЧЗМ под БК, который происходил в основании альпийского комплекса, или о его полном отсутствии, требует более детального структурного анализа. Для этого кратко рассмотрим важнейшие особенности современной альпийской тектонической структуры БК, которая является результатом многократной разноплановой деформации, испытанной регионом в процессе его формирования.

Одной из важных особенностей внутреннего строения БК является асимметричная латеральная зональность его главной складчатой структуры. Она четко проявлена в мальм – эоценовом этаже Северо-Западного Кавказа, который меньше всех в регионе осложнен новейшими коллизионными деформациями. Зональность выражена в последовательной смене в поперечном сечении региона, с юго-запада на северо-восток, интенсивной линейной сильно сжатой складчатости линейной умеренной гребневидной; а затем – слабо вытянутыми типичными брахиморфными складками, переходящими, в свою очередь, в полого наклоненную на северо-восток моноклиналь. Уменьшение интенсивности складчатости в том же направлении отмечается также в нижне-среднеюрском этаже в пределах Гойтхского антиклиниория. Латеральная структурная зональность свидетельствует о том, что своим происхождением она обязана горизонтальному сжатию, приложенному с юго-запада, ортогонально простиранию окраинного моря БК. При этом горизонтальное перемещение на юг и встречное движение СП к ЧЗМ исключается в связи с очень слабой деформированностью северного крыла мегантиклинория БК.

О характере кинематики ЧЗМ на раннеальпийском этапе, наряду с зональностью, можно судить и по морфологии складчатой структуры БК. В общем характерная для БК кругопоставленная южновергентная складчатость с большими углами ( $70\text{--}85^\circ$ , иногда до  $90^\circ$ ) падения их осевых плоскостей на северо-восток, а также наличие рассекающего эти структуры субвертикального кливажа, исключает их поддвиговое происхождение, поскольку такая крутая ориентировка складок не характер-

на для поддвиговых деформаций. Эти структурные доказательства противоречат поддвиговому механизму их образования, поэтому наиболее вероятной причиной их генезиса является поперечное сокращение прогиба, происходящее в процессе бокового тангенциального сжатия.

Причиной возникновения внешних сжимающих усилий, по нашему мнению, явилось воздействие ЧЗМ, выраженное в придвижении (термин Е. И. Паталахи) и прижимании ЧЗМ к окраинному морю вкрест простирания в северо-восточном направлении. При этом ЮОКР приобретает новую функцию, становясь уже структурообразующим разломом. В данном случае ЮОКР явился поверхностью приложения усилия, возникающего в результате придвижения единого массива ЧЗМ к заполненному осадками окраинному морю, обусловленного конвергенцией ЧЗМ с СП.

Отложения мезозой-кайнозоя во время этого процесса подвергались возникающему при этом горизонтальному сжатию вкрест простирания прогиба, ориентированного в юго-западном направлении. В результате в зоне, прилегающей к ЮОКР, возникла наиболее сжатая складчатость. Очевидно, спад этих структурообразующих напряжений при удалении от ЮОКР обвязан своим происхождением наблюдаемой зональности складчатой структуры БК. Поэтому раннеальпийскую складчатую структуру БК следует рассматривать как типичную приразломную складчатость. Воздействие относительно жесткого ЧЗМ на многокилометровые маловязкие литифицированные осадки окраинного моря, вызывающее в них складчатые деформации, относится к разряду мягкой коллизии, испытанной БК на раннеальпийском этапе развития.

Позднеорогенный (поздний сармат-антропоген) коллизионный этап развития БК характеризуется изменением главного направления его сжатия с северо-восточного на субмеридиональное, происходящим в результате продвижения Аравийского континента на север к СП. Это вызвало смену плана тектонических деформаций в регионе, что привело к косому столкновению его основных геоструктур – ЧЗМ и БК. В отличие от предыдущего этапа, это была уже жесткая коллизия, в процессе которой происходили преобразование ранней складчатости и формирование новых коллизионных структур.

В начале данной стадии БК и ЧЗМ были рассечены субмеридиональными разломами на отдельные части. БК был разделен на Северо-Западный (СЗ), Центральный (Ц), Восточный (В) и Юго-Восточный (ЮВ) сегменты, а ЧЗМ – на одноименные наноплиты. Последние, кроме того, были расчленены на отдельные поперечные мелкие блоки – шоли. В результате долготного сжатия происходила автономная деформация этих структур, которая была наиболее интенсивной в зоне столкновения ЧЗМ и БК. Следовательно, на коллизионном этапе на горно-складчатое сооружение БК воздействовал не целостный ЧЗМ, как на предыдущей стадии, а составляющие его отдельные разновеликие блоки, возникшие при его деструкции. Поэтому характер кинематики ЧЗМ вдоль зоны его воздействия на БК был различным и определялся локальными условиями перемещения слагающих его мелких блоков.

Обстановка сильного косого субмеридионального тангенциального сжатия в регионе была обусловлена роданской и постплиоценовой фазами складчатости. Она вызывала в складчатом комплексе БК хрупкие деформации и образование пологих сколовых разломов различного ранга. По этим нарушениям происходили перемещения разнотипных структур, в основном обуславливающие коллизионную тектонику региона. Особенностью этого процесса было пододвигание ранее консолидированной ГДЗ под северные зоны южного склона складчатого сооружения, а не ЧЗМ, как это считается традиционно. Фронт поддвига проходил вдоль северной границы ГД зоны, который в современной структуре контактирует с различными тектоническими зонами.

На СЗ Кавказе Чвежипсинская зона, представляющая собой западное продолжение ГДЗ, поддвигалась под Лазаревскую флишевую зону на расстояние около 8 км. В пределах Центрального Кавказа пододвигание ГДЗ под Чхалта-Лайлинскую зону было, вероятно, небольшим (если оно вообще имело место), только в Абхазии ее ширина, возможно исходная, составляет 30–40 км. Восточнее амплитуда смещения постепенно увеличивается от 5 до 25 км, и, кроме того, на этом участке ГДЗ подвинута уже под Местия-Тианетскую флишевую зону (МТЗ), которая в районе пос. Джавы ее полностью перекрывает. Далее на восток, в западной части Центрального Кавказа и в пределах Восточного Кавказа, ГДЗ почти целиком подвинута под МТЗ. Обнажен лишь ее южный край, максимальная ширина которого достигает 4 км. Можно предполагать ее присутствие и под Дибрарской зоной ЮВ Кавказа.

В процессе структурообразования зона поддвига смещается на юг, к границе ЧЗМ и БК, где она не везде проявлена. В СЗ Кавказе ЧЗМ пододвигается под Чвежипсинскую зону БК, а в пределах Центрального Кавказа по ЮОКР происходит придвижение ЧЗМ к БК, вдоль образующейся при этом вертикальной флексуры. Развитые далее на восток мелкие блоки-шоли, осложняющие наноплиты Центрального и Восточного Кавказа в зоне сочленения ЧЗМ и БК, имеют разную кинематику. Одни из них придвигаются к БК, а другие поддвигаются под него. ЮВ наноплита, будучи целостной структурой, придвигается к БК. Амплитуды поддвига ЧЗМ под БК, там где он проявлен, незначительны и составляют 1–3 км.

Сопровождаются эти деформации образованием своеобразных коллизионных дислокаций, морфология которых значительно отличаются от таковых ранних структур, на которые они несогласно наложены.

Таким образом, особенность структурообразования альпийского орогена БК заключается в сочетании придвиговых и поддвиговых механизмов деформации, возникающих в обстановке его мягкой и жесткой коллизии с ЧЗМ. При этом основное пододвигивание происходит внутри самой подвижной системы, где краевая ранее консолидированная часть БК поддвигается под его внутренние зоны. Лишь после этого отмечается миграция поддвиговой зоны на границе ЧЗМ и БК, где она развита на локальных участках и имеет незначительную амплитуду перемещения

под ГДЗ. Однако процесс подвига уже начался, но не достиг еще своего значительного развития и продолжается в современную эпоху.

---

Т.В. Гиоргобиани<sup>1</sup>, Д.П. Закарая<sup>1</sup>

---

## **О механизмах образования листрических разломов**

Листрические разломы пользуются широким развитием в различных тектонических структурах земной коры, подвергнувшихся на разных уровнях криволинейному раскалыванию. Типичные листрические разломы представляют собой крутые, близвертикальные у поверхности и выполаживающиеся с глубиной до пологих, почти горизонтальных, залеганий разрывные нарушения. В последнее время содержание термина так расширилось, что к ним стали относить и вторично искривленные взбросы, надвиги и сбросы, также имеющие большое распространение. Листрические разломы расположены в совершенно по-разному деформированных геологических структурах, сформировавшихся в различных геодинамических условиях. В регионах развития рифтогенных структур распространены листрические сбросы, образованные в обстановке тангенциального растяжения земной коры. Сбросы имеют ковшобразную форму и ограничивают ступенчато погружающиеся блоки земной коры. Они прослеживаются, в основном, в пределах верхней части коры до глубины 10–20 км, но фиксируются и более глубокие (30–40 км) листрические сбросы, рассекающие всю земную кору. Близ поверхности разломы обычно имеют крутые (70–90°) падения, которые на глубине постепенно уменьшаются до 20–30° и затем выполняются до 5–10°. Имеющиеся в настоящее время представления о происхождении таких разломов сходятся к тому, что листрическое раскалывание земной коры происходит по причине ее реологической расслоенности. Нарушения постепенно меняют углы падений своих плоскостей от крутых до пологих, приобретая листрическую морфологию, при пересечении сверху вниз областей хрупкого, хрупкопластического и пластического разломообразования.

Однако происхождение листрических нарушений, развитых на самых верхних уровнях земной коры в пределах интенсивно дислоцированных подвижных зон и сформированных в обстановке горизонтального сжатия, пока остается малоизученным. Следует подчеркнуть, что в этой части коры не всегда отмечается смена вязкостных свойств слагающих ее слоев и зачастую листрические разломы расположены в литологически однородных отложениях. Поэтому вышеизложенные предположения не могут объяснить возникновение развитых здесь нарушений, где, очевидно, действуют уже другие механизмы формирования листрических поверхностей.

---

<sup>1</sup> Геологический институт им. А.И. Джанелидзе АН Грузии, Тбилиси, Грузия

В покровно-складчатых разновозрастных сооружениях листрические нарушения обычно ограничивают тектонические покровы или отдельные пластины в зонах развития чешуйчатых структур. Расположенные здесь листрические разломы представляют собой нарушения особого типа, образование которых не связано с основным процессом складкообразования, а обусловлено поздним орогенным коллизионным тангенциальным сжатием уже сильно дислоцированных толщ. Глубины залегания листрических разломов в этих регионах достигают, в основном, 5–6 км от земной поверхности, очень редко – 10–20 км. Длина листрических разломов колеблется от нескольких до первых десятков километров. В сильно деформированных горно-складчатых системах выделяются два основных морфологических типа листрических разломов: 1) типичные листрические нарушения, где крутая часть разлома значительно меньше пологой; 2) искривленные в разной степени взбросы, в которых крутой отрезок дизъюнктива равен или больше пологого. Первые, в основном, подстилают тектонические покровы, а вторые ограничивают отдельные чешуи в складчатой структуре.

В поперечном сечении любой складчатой зоны по листрическим разломам, слагающим подошву надвиговых и покровных пластин, отмечаются многокилометровые латеральные смещения масс по отношению к подстилающим их структурам. Эти разломы представляют собой типичные, как это заложено в определении термина, «листрические нарушения». Они состоят из коротких крутопадающих плоскостей в верхней части и из более протяженных (в 1,5–2,5 и более раз) пологозалегающих субгоризонтальных отрезков и по форме похожи на полозья санок. В связи с этим возникают вопросы: как образуются в условиях горизонтального сжатия листрические разломы, каким путем происходили по ним такие большие перемещения и возможны ли вообще латеральные смещения вдоль типичных листрических поверхностей?

Для ответа на эти вопросы проанализирована кинематика движений по листрическим и подобным им изогнутым разломам со структурных профилей, помещенных в обширной геологической литературе. Проведено простое моделирование движений вдоль поверхностей различной формы с использованием листов картона. Несмотря на схематичность модели, полученные варианты смещений позволили определить, как происходят эти перемещения в условиях горизонтального сжатия и плоской деформации. Выявлено, что скольжение вдоль листрического нарушения может иметь место только в том случае, если его часть над субгоризонтальным отрезком перекроет значительную часть подстилающего блока, а крутая половина его не надвинется, а, наоборот, удалится от него, образуя зияющее пространство. При этом активный блок, имитирующий тектонический покров, испытает перекос в направлении, противоположном перемещению блока. Сходный результат получается, если крутая часть типичного листрического разлома наклонена более полого и представляет собой, по существу, искривленный надвиг. Перемещение по нему возмож-

но, если пологая часть нарушения также перекроет участок автохтонного блока, а в изогнутом отрезке разлома образуется узкая приоткрытая полоса. Только в этом случае произойдет небольшое надвигание аллохтонного блока на смежный пассивный блок, вызывающее его антитетический наклон. Выявлена закономерность: чем круче наклон верхней части листрического разлома и чем резче переход в пологий отрезок, тем меньше возможности перемещения по его поверхности.

При перемещении блоков (покровов) по типичным листрическим нарушениям в обстановке тангенциального сжатия возникает «проблема пространств», вызванная «раскрытие» разлома и перекрытием активным блоком пассивного. Совершенно очевидно, что такое большое «проникновение» (перекрытие в опытах) движущегося блока в тело автохтона и образование открытой щели в природных условиях происходит не могут. Следствием этого является блокирование смещения вышелегающего блока автохтоном. Поэтому мы можем констатировать, что перемещение по типичным листрическим разломам, наиболее широко развитым в покровно-складчатых регионах, практически невозможно. Движение происходит лишь по коротким листрическим разломам со сравнительно пологими (до 50–60°) верхними отрезками, с примерно равной длиной крутой и пологой частей. Активный блок при горизонтальном сжатии беспрепятственно перемещается только на незначительное расстояние, затем движение затрудняется и прекращается. Амплитуда смещения небольшая, она в 10–30 и более раз меньше, чем длина разлома и меняется в зависимости от конфигурации нарушения. По поверхностям искривленных до дугообразной формы разломов также происходит свободное надвиго-взбросовое смещение активного блока. При этом если углы наклона верхних отрезков дизъюнктива составляют 50–70°, наблюдается перекрытие активным блоком пассивного. При большем (80–90°) падении надвигание не отмечается, а фиксируются образование «зияния» между нижним и верхним блоками и сильный антитетический наклон последнего. Благоприятными для беспрепятственного перемещения аллохтонных блоков являются в разной степени искривленные взбросы, при этом на участке их полого залегания отмечается надвиговое перемещение, крутого – взбросовое. В процессе движения происходят отрыв активного блока от пассивного и формирование «зияющего» участка и возникает противоположный движению наклон аллохтона.

Таким образом, проведенное моделирование показало невозможность каких-либо существенных перемещений аллохтонных блоков (покровов) по типичным листрическим нарушениям в силу своей геометрии. Ограниченные смещения отмечаются только по искривленным взбросам и надвигам, имеющим различные углы падения. Перемещение активных блоков по крутым поверхностям листрических разломов в условиях тангенциального сжатия не может привести к значительным пологим перекрытиям смежных структур, как это часто рисуется на геологических разрезах.

Разрешение этого противоречия возможно лишь при предположении, что фиксируемая во многих покровно-складчатых областях листрическая форма разломов вторична и образовалась она из первичных прямолинейных пологих надвиговых нарушений, свободное смещение по которым может достигать значительных размеров. Они сформировались как сколовые разломы верхнекорового слоя на орогенном этапе в обстановке интенсивного тангенциального сжатия, вызывающие хрупкие пологоразрывные деформации в ранее образованных складчатых системах. Криволинейную морфологию они приобрели позже в результате выкручивания их фронтальных частей, возникающего при упирании активных блоков (покровов) в морфологически выраженные поднятия. Созданный барьер мешал дальнейшему пологому перемещению блоков и приводил к изгибу надвигов до вертикального положения во фронтальной части. После достижения листрической формы перемещение по разлому становится невозможным и заканчивается. Следовательно, листрическая морфология разлома свидетельствует о прекращении движения покрова в складчатой зоне.

Другой тип листрических разломов, представленных дугообразными взбросами, образуется в результате деформаций соскладчатых крутых взбросов, возникших на ранних стадиях деформаций. В структуре покровно-складчатых сооружений нередко выделяется главное крупное листрическое нарушение (детачмент) и причленяющаяся к нему система более мелких взбросов. По основному разлому, представляющему ранее прямолинейный сколовый дизъюнктив, в обстановке латерального сжатия происходят надвиговые (или поддвиговые) перемещения. В результате сдвигового движения по зоне базисного разлома крутые взбросы в нижних частях начинают искривляться, приобретая при этом разную конфигурацию: от близкой к дугообразной до слабо или частично изогнутой формы. Такие деформации вызывают возникновение взброшенных друг на друга крутопадающих блоков (пластины), ограниченных листрическими поверхностями. Разнообразие морфологии нарушений связано с силой реактивного трения, возникающего при скольжении складчатого комплекса по магистральному разлому, и с величиной тангенциального давления.

В заключение отметим, что вышеописанные механизмы формирования листрических разломов в приповерхностной зоне земной коры, вероятно, не исчерпывают все варианты их образований. Однако теперь, на основании вышеизложенного, можно констатировать, что при любом генезисе листрические разломы формируются в единой геодинамической обстановке – в процессе сильного коллизионного сжатия, вызывающего хрупкие деформации и покровообразование в раннее возникших складчатых структурах регионов.

## Сибирский кратон – полигон для анализа проблем становления и распада суперконтинентов докембрая

С точки зрения изучения процессов становления и распада докембрейских суперконтинентов Сибирский кратон является уникальным – в его структуре имеются объекты, возраст и генезис которых позволяют предполагать входжение Сибири в состав гипотетических суперконтинентов докембрая, а именно: Арктики, Пангеи-І, Нены (Колумбии) и Родинии [1–4]. На большинстве реконструкций, построенных до появления первых надежных палеомагнитных данных для докембрейских комплексов Сибири [5], положение Сибирского кратона в структуре этих суперконтинентов предполагалось лишь на основе обзорных геологических корреляций. Новые геохронологические и палеомагнитные данные позволили на качественно ином уровне подойти к решению вопроса о возможном участии и роли Сибирского кратона в строении докембрейских суперконтинентов.

Анализ имеющихся материалов по позднеархейским комплексам Сибирского кратона [6–9] показал, что объем этих данных недостаточен для надежного обоснования участия Сибири в строении суперконтинента Арктика, хотя и не противоречит подобному сценарию. Необходимо принимать во внимание то, что Сибирский кратон как единая структура был сформирован на рубеже 2,1–1,9 млрд лет. Следовательно, представляется не вполне оправданным присутствие на отдельных реконструкциях позднеархейского суперконтинента Арктика блока под названием Сибирь [2], имеющего конфигурацию Сибирского кратона в его палеопротерозойских границах. Вероятно, более правильно обозначать совокупность этих террейнов, сформировавших в последующем в Сибирский кратон, как Протосибирь.

В большем масштабе в пределах Сибирского кратона представлены коллизионно-аккреционные комплексы позднего палеопротерозоя. По времени проявления этот интервал отвечает периоду становления второго в истории Земли суперконтинента Пангея-І по: [1] или Палеопротерозойский по: [4]. В Сибири индикаторами субдукционных и коллизионных процессов этого времени являются реликты ретроградных эклогитов в Присаянском выступе [10], палеопротерозойские гранулитовые комплексы, а также массивы синколлизионных гранитоидов Ангаро-Канского выступа [11], Анабарского щита, Котуйканской и Билляхской коллизионных зон [12], Алданского щита, Олекминской области [13] и Западного Прибайкалья [14]. В последующем обстановка регионального сжатия сменилась режимом постколлизионного растяжения, индикатор-

---

<sup>1</sup> Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>2</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

рами которых являются многочисленные массивы постколлизионных гранитов, развитые на юге [15], юго-востоке и севере кратона [12].

Палеопротерозойские коллизионные и аккреционные события проявились на многих древних кратонах (Украинский и Канадский щиты, Гренландия, Австралия, Южная Америка, Западная Африка) [1, 3, 4]. Полученные результаты по раннепротерозойским субдукционным, коллизионным и постколлизионным комплексам южной окраины Сибирского кратона, а также анализ опубликованных материалов, позволяет предположить, что палеопротерозойский пик эндогенной активности характерный для южной части Сибирский кратона, вероятно, был обусловлен процессами его интеграции в структуру формирующегося суперконтинента Пангея-І. Новые палеомагнитные данные, полученные по палеопротерозойским комплексам южной части Сибирского кратона, подтверждают это предположение, указывая на близкое пространственное положение Сибири и Лаврентии в интервале 1,87–1,85 млрд лет [16, 17].

Мезопротерозойский этап развития Сибири может быть охарактеризован как время проявления локально выраженных обстановок внутриплитного растяжения, не приведших к существенной структурной перестройке окраинных или внутренних областей кратона. Процессы трансформации палеопротерозойского суперконтинента в мезопротерозойский не нашли широкого отражения в пределах Сибирского кратона. Это может быть обусловлено его вхождением вместе с Лаврентией в структуру фрагмента Пангеи-І, который при частичном распаде суперконтинента в раннем мезопротерозое избежал деструкцию и, возможно, просуществовал от 1850 [17, 18] до 1050 млн лет [5].

Основным тектоническим событием неопротерозоя считается образование и распад гипотетического суперконтинента Родиния. Возможно, эти события отразились в пределах Сибирского кратона формированием Саяно-Байкальского дайкового пояса, трассирующегося на протяжении более 1000 км в структурах его южной краевой части [19, 20], а также рождением пассивных окраин, связанных с заложением Палеоазиатского океана. Кроме дайковых роев Саяно-Байкальского пояса, к индикаторам процессов неопротерозойского растяжения в Сибири могут быть отнесены субвулканические комплексы Учуро-Майского района [4], массивы ультраосновных щелочных пород Алданского щита [21]. Рифтогенные события, проявившиеся вдоль окраин Сибирского кратона в неопротерозое, коррелируются с аналогичными процессами, имевшими место в Лаврентии, Гренландии, Балтике и других кратонах. Так, дайковые рои, аналогичные по возрасту и структурному расположению дайковым комплексам Сибири, широко представлены в Северной Америке, Австралии и Южном Китае [3], формирование которых связывают с распадом Родинии и раскрытием Палеопацифики (например, [2]). Можно предполагать, что и Сибирский кратон был вовлечен в этот же самый масштабный тектонический процесс. Палеомагнитные данные и анализ пространственного расположения неопротерозойских дайковых роев Сибири подтверждают

этую гипотезу и свидетельствуют в пользу близкого пространственного расположения южной части Сибири и севера Лаврентии на рубеже 760–780 млн лет [20, 22].

Следует, однако, иметь в виду, что Сибирь уже на самой ранней стадии существования Родинии, около 1 млрд лет тому назад, могла быть отчленена от Лаврентии, и соответственно от Родини, на значительное расстояние. В пользу такого предположения имеются как геологические [23], так и палеомагнитные [24] данные.

## Литература

1. Xauin B.E. Проблемы тектоники раннего докембра // Вест. МГУ. Сер. 4, Геология. 2000. № 4. С. 13–24.
2. Rogers J.W. A history of continents in the past three billion years // J. Geol. 1996. V. 194. P. 91–107
3. Windley B.F. The Evolving Continents. N.Y.: Wiley, Sons Ink, 1998. 526 p.
4. Condie K.C. Breakup of a paleoproterozoic supercontinent // Gondwana Res. 2002. V. 5. P. 41–43.
5. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
6. Гладкоуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китайского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1137–1148.
7. Afifion M., Bibikova E.V., Bowes D.R. et al. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, lake Baikal, USSR: A U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // J. Geology. 1991. V. 99. P. 851–861.
8. Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Pale–368.
9. Скляров Е.В., Гладкоуб Д.П., Ватанабе Т. и др. Архейские супракrustальные образования Шарыжалгайского выступа: тектонические следствия // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 370–375.
10. Гладкоуб Д.П., Скляров Е.В., Меньшагин Ю.В., Мазукабзов А.М. Геохимические особенности раннедокембрейских оphiолитов Шарыжалгайского выступа // Геохимия. 2001. № 10. С. 1039–1051.
11. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ноjскин А.Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембра Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 35–40.
12. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними аноортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 2. С. 163–180.
13. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континент. коры Алданского щита: Автореф. д-ра геол.-минерал. наук. СПб: ИГГД РАН, 2003. 78 с.
14. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6, № 4. С. 139–164.
15. Донская Т.В., Гладкоуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13, № 3. С. 253–279.
16. Диценко 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.
17. Диценко А.Н., Водовозов В.Ю., Гладкоуб Д.П. и др. Сибирский кратон в раннем протерозое: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные // Тектоника земной коры

- и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 205–209 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).
18. Gladkochub D., Sklyarov E., Pisarevsky S. et al. The Siberian craton and its evolution in Rodinia // 32<sup>nd</sup> Int. Geol. Congr., 2004. Abs. Vol., pt. 2. Abs. 188-5. P. 869.
  19. Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M. et al. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // Precambrian Res. 2003. V. 122. P. 359–376.
  20. Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A. et al. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Res. 2006. V. 147, N 3/4. P. 260–278.
  21. Condie K.C., Rosen O.M. Laurentia-Siberia connection revised // Geology. 1994. V. 22. P. 168–170.
  22. Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П. и др. Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присаяныя как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 4. С. 398–413.
  23. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. РАН. 2001. Т. 379, № 379. С. 94–98.
  24. Pisarevskya S.A., Natapov L.M. Siberia and Rodinia // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 221–245.

**Е.Б. Глевасский<sup>1</sup>**

## **Модель строения и формирования кристаллического фундамента Украинского щита**

**1. Общая характеристика главных структурных элементов.** Формирование кристаллического фундамента Украинского щита (УЩ) происходило в основном в интервале 3,65–1,65 млрд лет. По способу образования коры этот интервал можно разделить на два периода – гранит-зеленокаменный и постгранитозеленокаменный, разделенные датой 2,8 млрд лет – временем завершения развития гранит-зеленокаменной области (ГЗО) Среднего Приднепровья. За все это время образовались главные структурные элементы УЩ – пять геоблоков и четыре шовные зоны, определяющие делимость щита первого ранга. С северо-запада на юго-восток – это Волыно-Подольский, Белоцерковско-Среднебугский, Ингульский (Кировоградский), Среднеприднепровский и Приазовский геоблоки и соответственно Немировско-Кочеровская, Голованевско-Ядлово-Трактемировская, Западноингулецко-Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская шовные зоны.

Все геоблоки включают архейские структурно-вещественные комплексы, в большей или меньшей мере преобразованные в протерозое. При этом к востоку от Криворожской полосы в составе коры геоблоков преобладает архейская матрица, а к западу от нее – протерозойская.

Геоблоки делятся на две группы – гранит-зеленокаменные (ГЗГБ) и гранит-гнейсовые (ГГГБ). Первые составляют всю восточную треть щита (Среднеприднепровский и Приазовский геоблоки), а на западе к этой

---

<sup>1</sup> Институт геохимии окружающей среды (ИГОС) НАН и МЧС Украины, Киев, Украина

группе условно отнесен лишь Белоцерковско-Среднебугский геоблок. Среди гранит-зеленокаменных ассоциаций названных геоблоков известны только архейские, хотя, по-видимому, нескольких генераций. Гранулит-чарнокитоидные комплексы разного возраста – архейские и протерозойские – присутствуют в каждой из названных групп.

Почти в каждой сутуре, а иногда и в прилегающих к ней участках геоблоков, сохранились формации, которые накапливались в бывших межгеоблоковых бассейнах. Ныне это складчатые полосы метаморфитов, среди которых особенно характерны железистые кварциты. Поверхность М в сутурных зонах опущена до 50–60 км на фоне средней мощности коры геоблоков около 40 км. Лишь в Немировско-Кочеровской шовной зоне эта ступень не выражена, возможно, из-за большей средней толщины коры на западе щита вообще. Здесь этот параметр близок 45 км, а в пределах Полесского вулканоплутонического пояса и так называемого Бугско-Подольского гранулитового пояса достигает 50–60 км, как и в сутурах.

Увеличение мощности коры в сутурах и Полесском поясе объясняются коллизионными обстановками, которые сопровождались частичным поддвигом коры смежных мезо- или микроконтинентов, но причины утолщения коры в гранулитовом поясе пока не имеют уверенного объяснения. Не исключено, что Бугско-Подольский пояс вообще сформировался в период платформенного этапа региональных поднятий юго-западной части щита, о чем косвенно свидетельствует калий-argonовый возраст слюд – только в интервале 1,7–1,2 млрд лет, – известный лишь в этой части щита, и изопахиты слоя основных пород около 20 км в нижней части коры именно этого региона [2]. Этот слой характеризуется интенсивными глубинными магнитными аномалиями и другими параметрами, сходными с таковыми области развития траппов Волыни.

**2. Происхождение геоблоков.** Генезис гранит-зеленокаменных геоблоков подобен таковому островных дуг. При этом низы разреза зеленокаменных структур (ЗКС) – амфиболиты (метатолеиты типа MORB, иногда со структурами пиллоу-лав) в ассоциации с ультраосновными и железисто-кремнистыми породами параллелизуются с океанской корой (сурская, ольгинская свиты). Островодужным магматитам отвечают более поздние образования – плагиогранитоиды куполов и комагматичные им кислые, реже – средние метавулканиты верхов разреза конкской и осипенковской серий. В Среднем Приднепровье на этом стратиграфическом уровне развиты также и метатолеиты.

Специфика состава островодужных магматитов ЗКС (преобладание плагиогранитоидов) и особенности структуры гранит-зеленокаменных геоблоков (характерный узор окаймленных зеленокаменными образованиями гранитоидных куполов с амебовидными формами межкупольных ЗКС) объяснены с позиций концепции [3]. Предполагается, что в архее, в своеобразных аналогах более поздних зон субдукции, в мантию погружались на сравнительно небольшие глубины – 50–80 км – скученные

пластины тонкой океанской литосферы. При этом, в связи с небольшой глубиной поддвига образовывались не типичные для современных дуг андезитовые, а плагиогранитоидные расплавы. Всплывая сквозь толщу скученных пластин океанской литосферы, эти расплавы образовывали окаймленные плагиогранитоидные купола, одновременно надстраивая собственно островодужными толщами «океанский» фундамент ЗКС. В Среднем Приднепровье размер ЗКС, сохранившихся от эрозии только в межкупольных пространствах, достигает (20–30)×15 км.

Принятый сценарий усложняется, если допустить попадание в зоны скучивания архейской океанской литосферы террейнов ранее сформированной континентальной коры. Такие террейны могут, в свою очередь, включать зеленокаменные структуры более ранней, чем формирующаяся, генерации. К ним также могут быть приурочены и наложенные (рифтогенные) зеленокаменные пояса приазовского типа, выделяющиеся на фоне других подобных структур щита наличием метаболомочных образований в основании зеленокаменного разреза [1]. Наконец, важно подчеркнуть, что гранит-зеленокаменные структуры террейнов более эродированы и, наряду с зеленокаменными образованиями, могут включать и их гранулитовые эквиваленты. Примером таких гранулит-зеленокаменных областей также может служить Приазовский геоблок, отделенный от смежного с ним Среднеприднепровского геоблока Орехово-Павлоградской сутуруй. Конtrастное развитие названных геоблоков в протерозое выражается в том, что Приазовский геоблок был интенсивно преобразован протерозойским магматизмом (с характеристической латеральной зональностью активных континентальных окраин) и глубоко эродирован. Поэтому здесь от зеленокаменных структур остались лишь узкие килевидные складки или их фрагменты, прерывисто окаймляющие гранитные купола. Среднеприднепровский геоблок, напротив, хорошо сохранился. Он преобразован лишь в присутурных зонах – Западноингулецко-Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской, которые являются коллизионными швами, наследующими субдукционные зоны.

В региональном плане Восточно-Европейской платформы рассматриваемые геоблоки – фрагменты Курского-Приазовского и Сумско-Приднепровского микроконтинентов. По крайней мере, в протерозое они были разделены микрокеаном и отвечали соответственно активной и пассивной континентальным окраинам. Закрылся микрокеан, судя по возрасту Малотерянского массива щелочных пород, локализованного в сутуре, около 2,1 млрд лет тому назад.

Зеленокаменные структуры практически не сохранились в третьем из рассматриваемых геоблоков – Белоцерковско-Среднебугском. Он условно отнесен к гранит-зеленокаменной группе в связи с наличием многочисленных реликтов амфиболитов и ультрабазитов среди гранитоидов. Архейские изотопные даты в этих породах не установлены, но в южной части геоблока среди чарнокитоидов днестровско-бугской серии,

представляющих его глубинный срез, – известны. Столь интенсивные преобразования исходной коры здесь вполне объяснимы: геоблок выступает в центре протерозойского аккреционного орогена западной части щита как срединный массив, вокруг которого формировалась более молодая кора гранит-гнейсовых геоблоков. Несмотря на то, что и эта кора, как и кора гранит-зеленокаменных геоблоков, образовывалась в обстановках взаимодействия малых литосферных плит, упомянутая при характеристике протерозойских преобразований Приазовского геоблока зональность активной континентальной окраины свидетельствует, по-видимому, о функционировании в это время уже нормальных зон субдукции. Значительно шире стал и спектр осадочных формаций. К железисто-кремнистым добавились карбонатно-углеродистые, флишоидные, молассовые и другие формации, накапливавшиеся в бассейнах между ГЗК геоблоками и на их окраинах – т.е. в междуоговых бассейнах, а позднее и в задуговых, а сами ГЗКГБ развивались при этом как магматические дуги. В интервале 2,0–2,1 млрд лет все геоблоки были объединены вышеупомянутыми сутурами.

В это же время, помимо преобразования ГЗКГБ, сформировались и два новых гранито-гнейсовых геоблока – Ингулецкий и Волыно-Подольский. Этот период развития щита удобно анализировать на примере становления Западноингулецко-Криворожско-Кременчугской сутуры. Криворожская серия накапливалась в перикратонном бассейне Средеприднепровской ГЗО и сохранилась только в упомянутой сутуре первого этапа развития. Она образовалась в результате закрытия микроеюана между Среднеприднепровским и Белоцерковско-Среднебугским ГЗГБ – фрагментами соответствующих архейских микроконтинентов. Ориентированная дата закрытия этого микроеюана – 2,6 млрд лет. Ныне он диагностируется по остаткам единой в прошлом сутуры. А именно: по наличию специфических пород криворожской серии – железистых олистостром(?) и богатых руд ингулецкого типа в обоих шовных зонах, ограничивающих Ингульский геоблок с двух флангов – в собственно Криворожской полосе Западноингулецко-Криворожско-Кременчугской сутуры и во Фрунзовской части Фрунзовско-Одесского блока и одноименных магнитных аномалий южного склона УЩ. Последние рассматриваются как реликт Криворожской полосы, сохранившийся в Голованевско-Ядлово-Трактемировской сутуре и зафиксировавший первый этап ее развития.

Эта коллизия сменилась растяжением в связи с формированием задуговых бассейнов, в которых накапливались породы самых молодых из палеопротерозойских серий – бугской, ингуло-ингулецкой, тетеревской. Именно они послужили материалом для формирования гнейсов протерозойских геоблоков вместе с гранитами кировоградского, новоукраинского и подобных им комплексов, участвующих в строении орогена западной части щита. Эти же события были причиной и второго этапа преобразований (2,0–2,1 млрд лет) сутур данного региона.

Дальнейшее наращивание кристаллического фундамента УЩ произошло в платформенный этап при внедрении трех plutонов габбро-рапакивигранитов или их аналогов в интервале 1,8–1,65 млрд лет.

### Литература

1. Глевасский Е.Б. Зеленокаменные пояса и перспективы поисков золотого оруденения в Приазовье // Минерал. журн. 1996. Т. 18, № 4. С. 72–88.
2. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
3. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.

**М.З. Глуховский<sup>1</sup>**

## **Влияние ротационного фактора на размещении мантийных плюмов и структуру связанных с ними гигантских радиальных роев мафических даек докембрия**

Влияние сил осевого вращения Земли (центробежной и Кориолиса) на размещение и структуру крупных тектономагматических систем докембрия, к которым относятся гигантские радиальные рои мафических даек, рассматривается на примерах позднеархейского Хатангского роя Сибирской платформы и мезопротерозойских роев Маккензи и Садбери Канадского щита. [1–3].

Хатангский рой большей частью погребен под платформенным чехлом и на всем протяжении отражен в магнитном поле в виде положительных полосовых аномалий. Начинается рой северо-западнее Анабарского щита у края кольцевой структуры диаметром 200 км, отраженной в аномальном магнитном поле. Рой протягивается в юго-западном направлении на 1000 км при ширине 200 км – в начале и 800 км – в конце. Он «сшивает» ряд архейских сиалических ядер фундамента Сибирской платформы. Синметаморфические базитовые дайки роя представлены пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, входящими в состав полосчатого эндербит-базитового комплекса Анабарского щита в начале этой структуры (3,1–2,8 млрд. лет), амфибол-плагиоклазовыми сланцами и амфиболитами в ее конце (коровые ксенолиты в кимберлитах, 2,9–2,6 млрд лет). Из этого вытекает, что Хатангский рой формировался по механизму пропагации магматических очагов от центра мантийного плюма к периферии со средней скоростью 6–10 км/млн лет. При этом его основная часть отклонялась вправо относительно главной оси пропагации (радиус кривизны 1500 км).

Рой мезопротерозойских (1267 млн лет) долеритовых даек Маккензи начинается на северо-западе Северо-Американской платформы от центра одноименного мантийного плюма, следом которого является поле

---

<sup>1</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

базальтов Коппермайн Ривер. Протяженность роя Маккензи – 2300 км. Он простирается в юго-восточном направлении, испытывая левосторонний изгиб с радиусом кривизны около 2000 км. Этот рой пересекает все архейские провинции Канадского щита и сливается с другим мезопротерозойским (1235 млн лет) встречным роем долеритовых даек Садбери. Его неполная длина (начало роя срезано фронтом Гренвилл) с правосторонним изгибом – 250 км.

Рассматриваемые мантийные плюмы и связанные с ними гигантские рои даек, судя по палеомагнитным данным [4, 5], располагались в субэкваториальном «горячем поясе» ранней Земли. Этот пояс в пределах широт  $\pm 35^\circ$  был выделен давно на основании статистического анализа размещения горячих точек Земли, сейсмической томографии, сравнительного планетологического анализа (Венера, Марс), а также ограниченного, к тому времени, числа палеомагнитных данных [6, 7]. Результаты новых палеомагнитных исследований по докембрийским комплексам древних платформ северного ряда [5, 8–10] позволяют с еще большей уверенностью говорить о реальности существования этого пояса. Его формирование было связано с действием центробежной силы Земли, скорость вращения которой в докембрии была значительно больше, чем в фанерозое [11, 12]. Предполагается, что на Земле в раннем докембрии в субэкваториальном поясе мантийного апвеллинга и соответствующего ему плюмтектонического режима происходили формирование сиалических ядер раннедокембрийского суперконтинента (до 2,0 млрд лет), а затем, при переходе к полномасштабной тектонике плит, – его распад и последующие трансформации.

Таким образом, становится ясной причина, по которой большинство радиальных гигантских роев мафических даек (81% из всех известных роев [13]) связанных с мантийными плюмами – докембрийские. Их положение в субэкваториальном поясе, где линейная скорость вращения Земли на экваторе была значительно больше, чем современная (1674 км/ч), должно было отразиться на геометрии этих тектономагматических систем под влиянием действия силы Кориолиса. Если внедрение даек осуществлялось из центров мантийных плюмов по механизму пропагации магматических очагов и разломов, контролирующих размещение даек, то, согласно действию силы Кориолиса, должно происходить их искривление по меридиану или параллели вправо от направления движения с относительно большим или меньшим радиусами кривизны, соответственно. Действительно, большинство радиальных гигантских роев мафических даек Земли имеют дугообразную форму. Это подтверждается и при анализе структур роев даек и рифтовых долин на Марсе (поднятия Фарсида и Элизий, Долина Маринера) и Венере (районы Альфа, Эстла) [2], где признаки тектоники плит не установлены. Эти примеры можно рассматривать как природные модели, показывающие влияние действия силы Кориолиса на геометрию радиальных роев даек в условиях плюмтектоники.

На этом основании можно реконструировать механизмы тектонической эволюции рассматриваемых гигантских роев мафических даек.

Позднеархейский Хатангский рой мафических даек формировался в режиме тектоники плюмов и мультиплитной тектоники. Модель его формирования следующая: от центра Хатангского плюма в условиях реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы, а также рассеянного рифтогенеза, происходило горизонтальное движение (пропагация) высокотемпературного тектонического потока с очагами родоначальных магм для мафических даек. Это движение, как свидетельствует соответствующий изгиб структуры, осуществлялось в направлении с запада на восток вдоль экватора (в палеокоординатах) [2] в сторону вращения Земли под действием силы Кориолиса, подобно субширотной и субэкваториальной Долине Маринера на Марсе.

Мезопротерозойские рои долеритовых даек Маккензи и Садбери формировались в условиях перехода к полномасштабной тектонике литосферных плит. Однако левосторонний изгиб роя Маккензи исключает механизм пропагации магматических очагов и магмоконтролирующих разломов с изменением направления их продвижения за счет прямого действия силы Кориолиса. Наиболее вероятна связь геометрии этого роя с субмеридиональным дрейфом континента Лаврентия над горячей точкой Маккензи из зоны экватора в более высокие широты с правосторонним разворотом литосферной плиты под действием силы Кориолиса. Таким образом, рой Маккензи трассирует перемещение этой плиты. Завершился процесс формирования мезопротерозойской коллинерной тектономагматической системы Маккензи–Садбери через 32 млн лет внедрением даек роя Садбери, связанного с новой субэкваториальной горячей точкой. Изгиб этого роя может быть связан прямым действием сил Кориолиса в условиях его формирования по механизму пропагации на этапе завершения дрейфа литосферной плиты.

Все вышеизложенное свидетельствует о значительном влиянии сил осевого вращения Земли (центробежной и Кориолиса) на пространственное размещение центров мантийных плюмов докембра и на геометрию связанных с ними гигантских радиальных роев мафических даек и систем разломов. Это влияние осуществлялось как в режиме сочетания позднеархейской тектоники плюмов с мультиплитной тектоникой, так и в условиях полномасштабной тектоники плит мезопротерозоя. Эти примеры демонстрируют только часть геотектонических следствий, связанных с ротационным фактором, который необходимо учитывать при палеотектонических реконструкциях, опирающихся на представления о необратимом развитии Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64554

## Литература

- Глуховский М.З., Моралев В.М. Рои мафических даек архея как индикаторы особенностей плюмтектонического режима ранней Земли (на примере Сибирской платформы) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 57–74.

2. Глуховский М.З. Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии // Геотектоника. 2005. № 6. С. 3–18.
3. Fahrig W.F. The Tectonic Setting of Continental Mafic Dyke Swarms: Failed Arm and Early Passive Margin // Mafic dyke swarms. Geol. Assoc. of Canada, 1987. Spec. Paper 34. P. 331–348.
4. Саврасов Д.И. Палеомагнитные исследования на кристаллических породах Анабарского щита // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 94–104.
5. Buchan R.L., Ernst R.E., Hamilton M.A. et al. Rodinia: the evidence from integrated palaeomagnetism and U-Pb geochronology // Precamdrian/. Res. 2001. V. 110. P. 9–32.
6. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–15.
7. Глуховский М.З., Моралев В.М. Горячий пояс ранней Земли и современная глубинная геодинамика // Геология и геофизика. 1998. Т.39, № 1. С. 3–10.
8. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П. и др. Сибирский кратон в раннем протерозое: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 205–209. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).
9. Павлов В.Э. Место рождения Сибирской платформы // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 88–91. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
10. Pesonen L.J., Elming S.-Å., Mertanen S. et al. Palaeomagnetic configuration of continents during Proterozoic // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 289–324/
11. Жарков В.Н. Внутреннет строений Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
12. Whipple F.L. Orbiting the Sun. Planets and Sattelites of the Solar Sistem. Harvard Univer. Press, 1981. 316 р.
13. Ernst R.L., Buchan R.L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // J. Geodyn. 2002. V. 34. P. 309–342.

**Н.Н. Говорова<sup>1</sup>, Д.Г. Загубный<sup>2</sup>**

## **Современные и неотектонические деформации земной поверхности в горном обрамлении Чуйско-Курайской зоны (Горный Алтай).**

К Чуйско-Курайской зоне (юго-восток Горного Алтая) относится цепь впадин, вытянутых в юго-восточном направлении и разделенных между собой горными выступами. С северо-востока Чуйская и Курайская впадины ограничены серией плейстоценовых разрывов, совпадающих по направлению с Кобдинским сдвигом; с юго-запада система ограничивается Чарышско-Теректинским глубинным разломом. Самая крупная из впадин – Чуйская – отделена на юго-востоке активным плейстоценовым разломом от поднятия хребта Чихачева; здесь выделяется небольшая Кокоринская впадина, отделенная от Чуйской приподнятым в рельефе уроцищем Сорогош. От Курайской Чуйскую впадину отделяет Чаган-Узунский блок, имеющий тектонические ограничения северо-

<sup>1</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия

восточного простирания. Все впадины заполнены континентальными (переотложенная кора выветривания) и углистыми толщами палеогена, озерными толщами неогена и грубообломочными осадками плейстоцена. Общая мощность осадков достигает 1200 м [1].

Современная структура Горного Алтая сформировалась в результате сближения, осложненного сдвигом Джунгарской и Монголо-Тувинской микроплит [2]. Основа новейшей структуры Горного Алтая представлена четырьмя правосдвиговыми зонами северо-западного простирания и оперяющими их разрывами [4]. Морфоструктурные данные, анализ очагов землетрясений и кинематики разломов показывают, что современное поле напряжений характеризуется северо-северо-восточной ориентированной оси горизонтального сжатия [4].

Интерес к данному району связан с произошедшим в 2003 г. крупным Бельтирским землетрясением и продолжающейся сейсмической активностью. Наиболее подробно изучены и закартированы сейсмодислокации на плато Узюк и в урочище Тедаш. Они имеют одинаковые простирания, разделены гигантским современным оползнем, располагаются на водоразделах, имеют протяженность 5 и 3 км. К востоку от устья р. Кускунур располагается еще один отрезок протяженностью около 500 м.

Азимут простирания основных нарушений на первых двух участках 130–160°. Различные участки сейсмодислокаций имеют различную кинематику. Это могут быть просто трещины, практически без смещения, трещины с правой, либо с левой сдвиговой составляющей (амплитуда по каждой трещине, как правило, не превышает 40–50 см), сочетания субпараллельных право- и левосторонних сдвиговых кулис, разнесенных иногда на расстояние до 50 м. Направление сжатия маркируется валами и надвигами дерна с аз. пр. 60°. Высота отдельных валов может достигать метровой высоты, а амплитуда надвигания – 1,5 м. Направление растяжения маркируется зияющими трещинами и рвами с аз. пр. 320°. Глубина сейсморывов может достигать 3–5 м, ширина – 5–12 м, протяженность – от первых метров до десятков метров. Такие ориентировки характерны для двух первых участков. На северо-восточной оконечности горы Курумду благодаря наличию мерзлых пород замерены параметры сместителя – аз. пд. 60° угол 70°. Смещение по отдельным сдвигам, как правило, не превышает первых десятков сантиметров, общее смещение оценивается как правый сдвиг в 1,5–2 м. Структура сейсмодислокации такова, что чередование участков с различной кинематикой создает закономерный общий рисунок. На всем протяжении сейсморазрывы проходят по рыхлым ледниковым и водоно-ледниковым отложениям, от состава и грубообломочности последних также зависит морфология дислокаций. При наличии даже локальных зон обводненности участки, испытывающие сжатие, сопровождаются грифонами и гейзерами (часто с направленным выбросом материала). Выносимый материал варьирует от тонкозернистого и глинистого до валунов диаметром 10–15 см, отмечены выбросы кусков дерна размером до 30 см на расстояние до 5 м от жерла грифона.

В правом борту р. Талдура в 2003 г. вследствие землетрясения возник грандиозный оползень (размером 1,5·1,2 км), который находится на линии простирания сейсмодислокаций первых двух участков. В непосредственной близости от него находится тело древнего оползня подобного масштаба. О неоднократных сейсмических событиях свидетельствует также правостороннее смещения древнего тылового уступа ледниковой долины на 35–40 м на плато Узюк. Азимут простирания нарушения составляет  $50^{\circ}$ . Левый борт р. Кускунур «изобилует» выраженными в рельефе разрывами подобного простирания. Преимущественно это правые взбрососдвиги. Они образуют тектоническую зону шириной около 2 км. В коренных палеозойских породах отмечены зоны тектонического брекчирования, простирание которых совпадает с простиранием дислокации.

Третья зона сейсмодислокаций располагается в непосредственной близости от реки и практически на всем протяжении представлена валами сжатия и надвигами со множеством грифонов. Ее азимут простирания  $60^{\circ}$ . Здесь же отмечен разрыв смещающий плейстоценовый конус выноса – взброс с приподнятым юго-восточным крылом и амплитудой порядка 10–15 м.

В целом, в южном ограничении Чуйской впадины зона тектонических нарушений протягивается на юго-восток от рек Чаган и Талдура. Контакт палеозойских и кайнозойских пород – стратиграфическое прилегание. Последние имеют субгоризонтальные залегания. На границе впадина–хребет имеет место относительно опущенный блок шириной несколько сот метров, что маркируется характером русел речек (каньон, либо расширение). В районе р. Тархата отмечен субширотный разлом протяженностью около 5 км, выраженный в рельефе сухим каньоном глубиной до 50 м, линейными площадками и зеленкой на склонах. По нему отмечены правосдвиговые смещения с амплитудой 30–50 м. В южном ограничении Чуйской впадины зона тектонической активизации проходит в основном по палеозойским породам. Там, где в нее вовлекаются палеогеновые толщи, сразу возникают оползни и вместо одной мощной линии мы видим множество более мелких параллельных. В верхнем течении р. Озек отмечены фрагменты палеосейсмодислокации.

**Выходы.** Наличие различных кинематических типов разрывов в современных сейсмодислокациях и их соотношения дают интересный материал для оценки кинематики других неотектонических нарушений. В частности, определение сдвиговой составляющей разрыва, как правило, не вызывает затруднений, в то время как проявления взбросовой, либо надвиговой компоненты возможно лишь в относительно редких случаях. В современных сейсмодислокациях в равной мере присутствуют как сдвиговая, так и взбросовая компоненты. Наличие грифонов на линии сейсмодислокации свидетельствует об обстановке сжатия и о наличии водонасыщенных грунтов

## Литература

1. Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981. 131с.

2. Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С., Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 12. С. 1720–1736.
3. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 243с.
4. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2004. 311с.
5. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: Наука, 2002. 129с.
6. Трифонов В.Г., Макаров В.И. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М: Наука, 1988. С. 239–272.

М.А. Гончаров<sup>1</sup>

## Конвективный механизм перехода от пассивного к активному рифтогенезу

Уже давно ведется дискуссия о «пассивном» или «активном» механизме рифтогенеза (как континентального, так и океанического). В «пассивной» версии предполагается *активное* растяжение литосферы внешними силами при *пассивной* реакции подлитосферной мантии (ниже, для краткости изложения, последняя именуется просто «мантией» и обычно представлена астеносферой, ограниченной сверху мантийной частью литосферы). В «активной» версии, наоборот, *активно*, в форме мантийного диапира, ведет себя мантия, вызывая *пассивное* раздвижение литосферы.

В недавней публикации [5] Ю.Г. Леонов убедительно показал, что на начальном этапе функционирует пассивный механизм континентального рифтогенеза. Главные доводы таковы: 1) наличие во многих случаях *сдвиговой* компоненты деформации вдоль оси зарождающегося рифта, в то время как активный мантийный диапир может обеспечить лишь *раздвиговую* компоненту; 2) *синхронность* зарождения многих рифтов на обширной территории, что вряд ли возможно в ситуации с многочисленными активными мантийными диапирами. Первый довод применим и к океаническому рифтогенезу: для многих зон спрединга характерна *косая* (по отношению к оси срединно-океанского хребта) ориентировка рифтовых долин и перпендикулярных к ним трансформных разломов, также свидетельствующая о *сдвиговой* компоненте деформации [2].

Однако имеются аргументы и в пользу активного механизма рифтогенеза. Это, прежде всего, повышенный тепловой поток и связанный с ним магматизм. Однако, как это часто предполагается и как будет показано ниже, эти два явления вполне могут быть лишь ответной реакцией на пассивный рифтинг. В то же время существуют более веские аргументы. Для континентального рифтогенеза – это «плечи» рифта. Эти

---

<sup>1</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

поднятия, обрамляющие рифтовые впадины, никоим образом не могут быть следствием растяжения и утонения литосферы. Для океанического же рифтогенеза характерна так называемая «боковая релаксация спрединга» (термин Ю.М. Пущаровского) – наличие надвигов на склонах срединно-океанских хребтов, свидетельствующих об обстановке горизонтального сжатия на некотором удалении от оси спрединга [7, 8].

**Цель** нашего исследования: исходя из вышеизложенного, построить *простейшую* модель пассивного рифтогенеза и путем ее анализа выяснить, не создаются ли в ходе ее функционирования предпосылки для возникновения активной компоненты рифтогенеза.

*Исходное* состояние простейшей модели: однородная вязкая мантия с залегающей на ней однородной хрупковязкой литосферой, ограниченной горизонтальными подошвой и кровлей и растягиваемой с боков внешними силами; градиент температуры в системе имеет только вертикальную компоненту. Далее, для ясности картины, описывается модельный процесс развития рифтинга в виде *последовательных* этапов под влиянием различных факторов, хотя на самом деле все это происходит *одновременно*:

- В природе не бывает геосфера с абсолютно горизонтальными подошвой и кровлей. В каком-то месте литосфера оказывается немного тоньше. Поэтому в этом вертикальном сечении растягивающее напряжение повышенено, и здесь деформация горизонтального удлинения (и компенсирующего вертикального укорочения) имеет большую скорость, чем на других участках, что ведет, в свою очередь, к дальнейшему росту напряжения в названном сечении и соответственному увеличению скорости деформации (лавинообразный процесс, когда «следствие усиливает причину», см. подробнее в: [3, гл. 2]). В результате имеет место прогиб кровли литосферы при максимальной *скорости деформации горизонтального удлинения*  $\varepsilon'_x$  на оси прогиба. В то же время *скорость горизонтального поступательного перемещения*  $v_x$  элементарных объемов имеет здесь нулевой минимум и возрастает по мере удаления от оси прогиба. Такое сочетание минимума  $v_x$  и максимума  $\varepsilon'_x$  характерно для участков сочленения вертикальной и горизонтальной ветвей конвективных потоков [1].
- Конкретным механизмом удлинения литосферы является сочетание пластической и разрывной деформаций; последняя осуществляется посредством формирования листрических сбросов и смещения по ним. Этот механизм описан в другом докладе: [4].
- Если бы, при упомянутом прогибе кровли литосферы, ее подошва оставалась горизонтальной, то было бы нарушено изостатическое равновесие, поскольку формирующаяся впадина заполняется веществом с меньшей плотностью, чем литосфера, – воздухом, водой и/или осадками. Такое равновесие восстанавливается «зеркальным» подъемом подошвы литосферы и нижележащей мантии («антакорнем»). При этом скорость вертикального подъема вещества мантии  $v_z$  максимальна на оси поднятия.
- Указанное выше горизонтальное центробежное (относительно оси «антакорня») поступательное перемещение литосферы из-за вязкого

сцепления литосферы с мантией возбуждает в кровле мантии аналогичный центробежный поток. В силу компенсационной организации тектонического течения [1], такой поток увеличивает упомянутую скорость вертикального подъема вещества мантии  $v_z$  на оси «антекорня» (см. подробнее в: [3, гл. 2]).

- Неравномерность вертикального подъема вещества, с максимумом на оси «антекорня», влечет за собой в силу той же компенсационной организации тектонического течения центростремительный горизонтальный поток на некотором глубинном уровне в мантии. Для континентальных рифтов из-за их небольшой ширины этот уровень, вероятнее всего, располагается выше раздела 410 км, т. е. выше нижнего, так называемого «переходного» слоя верхней мантии. Для океанических же рифтов, т. е. для гораздо более широких зон спрединга, этот центростремительный поток предполагается на глубинах 410 км (например, [9]) или даже в подошве верхней мантии на глубине 660–670 км (например, [6]).
- Для горных пород характерна довольно низкая температуропроводность – порядка  $10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с. Поэтому они при относительно быстром погружении далеко не сразу нагреваются до температур, господствующих на соответствующей глубине. В качестве примеров можно привести относительно «холодные» слэбы в зонах субдукции и осадки во внутренних морях. Аналогичное «запаздывание охлаждения» происходит и в упомянутом восходящем мантийном потоке на оси рифта. В частности, в осевых частях трех зон быстрого спрединга – Юго-Восточной Индо-океанской, Южно-Тихоокеанской и Восточно-Тихоокеанской – на сейсмомагнитографических поперечных разрезах на глубинах 350–500 км зафиксированы выступы высокоскоростной мантии [10], которые можно трактовать как вещество нижней мантии, поднявшееся выше фазовой границы 660–670 км, но не испытавшее соответствующего фазового перехода из-за высокой скорости восходящего потока и недостаточного охлаждения. В результате на оси этого потока формируется «термальная антиклиналь», которая вносит свою «добавку» к скорости этого потока.
- Однако некоторое охлаждение вещества восходящего потока все же происходит. Оно сопровождается реакциями регрессивного регионального метаморфизма. Эти реакции, как правило, происходят с выделением тепла из-за отрицательного наклона кривых равновесия фаз (кривых Клапейрона). Это относится и к упомянутой фазовой границе в кровле нижней мантии. Выделение тепла увеличивает крутизну «термальной антиклинали».
- В восходящем потоке при снижении литостатического давления, не компенсированном соответствующем снижением температуры, создаются условия для выплавления магмы.
- В нижней части восходящего потока компенсирующие его сходящиеся центростремительные горизонтальные потоки, о которых говорилось выше, создают обстановку горизонтального сжатия [1, 3], которое, помимо деформации, вызывает дилатацию (увеличение объема), что также способствует выплавлению магмы.

Таким образом, в мантии под рифтовой зоной *пассивный* рифтогенез сопровождается *вынужденной конвекцией*, представленной сочетанием взаимно компенсирующих вертикального и горизонтальных потоков. На оси восходящего потока формируется «термальная антиклиналь», которая по достижении соответствующего значения числа Рэлея может стать «движущей силой» *свободной конвекции*, знаменующей собой переход к *активному* рифтогенезу, сопровождающемуся магматизмом. При этом происходит смена направления относительного перемещения вдоль краевых листрических сбросов, образованных при пассивном рифтогенезе, и формируются «плечи» рифта [4].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64547).

## Литература

1. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
2. Гончаров М.А. Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга // Геотектоника. 2006. № 2. С. 3–23.
3. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Кн. дом «Университет», 2005. 496 с.
4. Гончаров М.А., Рожин П.Н., Селезнева Н.Н. Плечи активных континентальных рифтов как результат компенсационного «листрического» сжатия // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007 (наст. сб.).
5. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 155–173.
6. Лобковский Л.И., Котелкин В.Д. Двухъярусная термохимическая модель конвекции в мантии и ее геодинамические следствия // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 29–53.
7. Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 495).
8. Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосфера молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с.
9. Forsyth D.W., Scheirer D.S., Webb S.C. et al. (The MELT Seismic Team) Imaging the deep seismic structure beneath a mid-ocean ridge: the MELT experiment // Science. 1998. V. 280. P. 1215–1218.
10. Seidler E., Jacoby W.R., Cavsak H. Hotspot distribution, gravity, mantle tomography: evidence for plumes // J. Geodyn. 1999. V. 27, N 4/5. P. 585–608.

---

М.А. Гончаров<sup>1</sup>, П.Н. Рожин<sup>1</sup>, Н.Н. Селезнева<sup>1</sup>

## Плечи активных континентальных рифтов как результат компенсационного «листрического» сжатия

Как было отмечено в статье М.А. Гончарова (наст. сб.), уже давно ведется дискуссия о «пассивном» или «активном» механизме континентального рифтогенеза. В «пассивной» версии предполагается *активное*

---

<sup>1</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

растяжение литосферы внешними силами при *пассивной* реакции подлитосферной мантии (ниже, для краткости изложения, последняя именуется просто «мантией» и обычно представлена астеносферой, ограниченной сверху мантийной частью литосферы). В «активной» версии, наоборот, *активно*, в форме мантийного диапира, ведет себя мантия, вызывая *пассивное* раздвижение литосферы.

В недавней публикации [4] Ю.Г. Леонов убедительно показал, что, по крайней мере, на начальном этапе функционирует пассивный механизм континентального рифтогенеза. Однако имеются аргументы и в пользу активного механизма рифтогенеза. Это, прежде всего, повышенный тепловой поток и связанный с ним магматизм. Однако, как это часто предполагается и как показано в докладе М.А. Гончарова на данном Совещании [3], эти два явления вполне могут быть лишь ответной реакцией на пассивный рифтинг. В то же время существует более веский аргумент – частое наличие у рифтов так называемых «плечей». Эти поднятия, обрамляющие рифтовые впадины, никоим образом не могут быть следствием растяжения и утонения литосферы, происходящего при пассивном рифтинге.

В упомянутом выше другом докладе на данном Совещании [3] описана *простейшая* модель конвективного механизма перехода от пассивного к активному рифтогенезу. Исходное состояние этой модели: однородная вязкая мантия с залегающей на ней однородной хрупковязкой литосферой, ограниченной горизонтальными подошвой и кровлей и растягиваемой с боков внешними силами; градиент температуры в системе имеет только вертикальную компоненту.

**Целью** проведенного исследования было, путем анализа названной модели, предложить конкретный механизм: 1) формирования листрических разломов; 2) их роли в образовании «плечей» рифта.

**«Пассивный» этап рифтогенеза.** На этом этапе ось максимального растяжения ориентирована горизонтально, а ось максимального сжатия – вертикально. Если бы литосфера была невесомой (т. е. в отсутствие силы тяжести), а в ее подошве отсутствовала бы сила вязкого сцепления с нижележащей мантией, то в названном поле напряжений формировались бы сколовые разрывы – сбросы – с углом падения около  $60^\circ$ , поскольку средний угол скальвания для горных пород составляет около  $30^\circ$  с вертикальной осью максимального сжатия.

Однако присутствие силы тяжести создает нарастающее с глубиной литостатическое давление, сопровождаемое увеличением температуры. В этих условиях угол скальвания все больше приближается к значению  $45^\circ$ , соответствующему плоскости действия максимальных касательных напряжений [1]. В результате сбросы искривляются и приобретают выпуклость («листричность»), направленную в сторону, противоположную направлению их падения.

Наличие же силы вязкого сцепления с нижележащей мантией создает в нижней части литосферы обстановку горизонтального сдвига в горизонтальной плоскости, в результате чего сбросы еще более выполажи-

ваются. Это позволяет при компьютерном моделировании пассивного рифтинга аппроксимировать их в вертикальном разрезе в виде простой экспоненциальной кривой, что значительно упрощает составление алгоритма компьютерной программы [2, 5].

Таким образом, конкретным механизмом удлинения литосферы является сочетание пластической и разрывной деформаций; последняя осуществляется посредством формирования листрических сбросов и смещения по ним.

**«Активный» этап рифтогенеза.** При активном рифтинге (неоднократно воспроизведенном в экспериментах) действуют растягивающие касательные усилия, приложенные к подошве литосферы. Такие усилия возникают над зоной конвективного восходящего потока в мантии, сформированного на «пассивном» этапе и расходящегося в противоположные стороны [3]. (В эксперименте для этой цели обычно используют подложку из резины, растягиваемую с боков.) В этом случае происхождение плечей рифта можно представить следующим образом. В простейшем случае существуют две пары листрических разломов, образовавшихся на «пассивном» этапе; каждая пара – на одном из бортов рифта. Эти четыре разлома делят рифтовую зону на три блока – один центральный и два боковых. Касательные усилия, приложенные снизу, вынуждают нижние существенно горизонтальные части боковых блоков расходиться в стороны, однако криволинейные подошвы этих блоков заставляют верхние части блоков испытывать существенно вертикальные восходящие перемещения, что и вызывает формирование плечей рифта (компьютерная модель). Центральный же блок продолжает испытывать растяжение и утонение как на этапе пассивного рифтинга. Два внешних листрических разлома, отделяющих рифтовую зону от своеобразной внешней «рамы», продолжающей раздвигаться в режиме пассивного рифтинга, представляют собой в своей нижней части пологие *надвиги*, переходящие кверху в крутые *взбросы*. В то же время, два внутренних разлома могут быть квалифицированы одновременно как *выдвиги* (поскольку они ограничивают активно\_воздымающиеся\_боковые блоки) и как *сбросы* – ограничения опускающегося центрального блока.

Таким образом, главная особенность перехода от «пассивного» к «активному» этапу рифтогенеза заключается в смене направления горизонтального сдвига в горизонтальной плоскости на границе литосферы и подлитосферной мантии. На «пассивном» этапе, когда происходит *активное* растяжение литосферы внешними силами при *пассивной* реакции мантии, подошва литосферы «расходится» с большей скоростью, чем кровля мантии. При этом формируются сбросы, которые, под действием нарастающих литостатического давления и температуры и в обстановке упомянутого горизонтального сдвига, выполаживаются с глубиной, приобретая листрический облик. На «активном» же этапе, наоборот, *активно*, в форме расходящихся конвективных течений, ведет себя мантия, вызывая *пассивное* раздвижение литосферы; поэтому на этот раз кровля ман-

тии «расходится» с большей скоростью, чем подошва литосферы. В результате направление смещения по внешним листрическим сбросам смещается на противоположное, что вызывает формирование «плечей» рифта.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64547).

## Литература

1. Гинтов О.Б., Исаи В.М. Тектонофизическое исследование разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1988. 228 с.
2. Гончаров М.А. Истинная (абсолютная) кинематика противоположных крыльев разрывных нарушений разного ранга // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 175–178. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Гончаров М.А. Конвективный механизм перехода от пассивного к активному рифтогенезу // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007 (наст. сб.).
4. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 155–173.
5. Рожин П.Н. Компьютерное моделирование кинематики пассивного рифтинга // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики / Под ред. Н.В. Короновского. М.: МГУ, 2006. С. 22–26.

---

**В.М. Гранник<sup>1</sup>**

## Формирования геологической структуры южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое

В складчатых структурах южной части Охотоморского региона установлены фрагменты образований мезозойских и кайнозойских окраинных морей, преддуговых прогибов, надсубдукционных окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов и островных дуг, субдукционных сутур, свидетельствующие о том, что в формировании геологической структуры региона важная роль принадлежала континентальным разновозрастным окраинам [1].

Фанерозойская история формирования геологической структуры Охотоморского региона начинается с позднего палеозоя: с конца карбона – начала перми на северо-востоке [2], с девонского времени – в южной части [1–4 и др.]. С этого геологического времени после правосторонней ротации и становления Сибирского кратона в современной ориентации началось его постепенное обрастанье разновозрастными аккреционно-коллизионными комплексами, омолаживающимися в восточном направлении, т.е. в направлении Тихого океана.

Силурийские–пермские и триасовые–раннемеловые изверженные и кремнистые породы, слагающие обломки, глыбы, олистолиты и олистоплаки в микститах Восточного Сихотэ-Алиня, Сахалина и Хоккайдо, пред-

---

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

ставляют собой фрагменты океанской плиты [1, 4], составными частями которой они и являлись. Океанская обстановка на Сахалине и Хоккайдо существовала вплоть до конца раннемелового времени, когда сформировалась раннемеловая континентальная окраина, включавшая Сихотэ-Алинское окраинное море, Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинскую ВОД, Иссикари-Румои и Западно-Сахалинский преддуговые прогибы, Центрально-Сахалинскую и Камуикотан палеосубдукционные зоны.

Сихотэ-Алинское окраинное море было достаточно обширным, включало многочисленные прогибы и поднятия и характеризовалось разнообразными фациальными обстановками накопления отложений [5].

Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинская ВОД заложилась на восточном крае Восточно-Сихотэ-Алинского [2] микроконтинента. Дуга представляла собой эшелонированную систему вулканических поднятий и разделяющих их прогибов, простирающуюся в северо-восточном направлении.

Центрально-Сахалинская субдукционная зона была заблокирована Поронайским микроконтинентом, что завершило развитие Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской активной окраины. Это событие вызвало образование Центрально-Сахалинской субдукционной сутуры, деформацию накопившихся отложений, миграцию субдукционной зоны на восточный край микроконтинента и перестройку раннемеловой активной окраины, главным образом в ее восточных районах [1].

Субдукционная сутура Камуикотан фиксирует раннемеловую зону субдукции, заблокированную предположительно в альб-сеноманское время океанским плато Сорачи. Японские геологи считают, что столкновение плато Сорачи с континентальной окраиной Азии произошло в готеривское время [6]. На западе Хоккайдо аккреция океанского плато вызвала перескок желоба в направлении к океану, а поверх аккреционного плато был сформирован преддуговой бассейн.

Позднемеловая–палеогеновая активная окраина включала Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПП, Западно-Сахалинский и Иссикари-Румои преддуговые прогибы, Сахалинское окраинное море, Восточно-Сахалинскую, Палеокурильскую (Малокурильскую) ВОД, Восточно-Сахалинский, Хидака, Идоннаппу и Немуро преддуговые прогибы, Охотоморскую и Токоро субдукционные палеозоны [7]. Охотоморский микроконтинент состоял из океанского плато [8], перекрытого аккреционными комплексами. В среднемеловое время микроконтинент располагался в непосредственной близости от спредингового хребта, разделявшего плиты Кула и Тихоокеанскую [2]. Охотоморский микроконтинент перемещался в северном направлении до тех пор, пока не заблокировал в позднемеловое–палеогеновое время Охотоморскую субдукционную зону. В результате коллизионного взаимодействия Шельтингской и Восточно-Сахалинской ВОД в восточные районы Сахалина были перемещены тектонические покровно-надвиговые пластины с внутренней чешуйчато-надвиговой структурой, включающие фрагменты Восточно-

Сахалинской островодужной системы, Шелтингской энсиматической ВОД, блоки субдукционных метаморфических пород (глаукофановых сланцев и амфиболитов) и пластины океанской литосферы.

Субдукционная сутура Токоро с метаморфическими породами высокого давления и офиолитами, фиксирует позднемеловую–раннепалеогеновую субдукционную зону, являющуюся продолжением Охотоморской субдукционной палеозоны.

Ларамийская фаза сжатия привела к формированию континентальной земной коры на большей части Охотоморского региона, включая рассматриваемую территорию [2]. В это время были сформированы также ларамийские структурные элементы Сахалина, Западной Камчатки, Хоккайдо и прилегающих акваторий, подвергшиеся в кайнозое, начиная с палеоцена, деструкции

Палеогеодинамические реконструкции кайнозойского этапа развития северо-запада Тихого океана [2, 9 и др.] основаны на фиксированном положении Гавайской «горячей точки» и ее переходе с плиты Кула на Тихоокеанскую плиту на рубеже мела и палеогена. Обе плиты вплоть до второй половины эоцена продолжали перемещаться в субмеридиональном направлении. В северном направлении на значительное расстояние перемещались также террейны Хидака и Восточно-Сахалинский вплоть до позднего эоцена (40 млн лет). В этом же направлении перемещались блоки континентальной и субконтинентальной коры, служащие основанием для большинства островов Курильской ВОД, островодужные террейны и блоки Восточного хребта Камчатки, террейны полуостровов Восточной Камчатки. В позднем эоцене движение плит резко поменялось на субширотное.

Процессы конвергентного и трансформного взаимодействия плит в кайнозое переместились на восточный край Охотоморского региона, где в позднем олигоцене и миоцене развивались Курило-Камчатская и Тохоку-Хонсю островодужные системы. Развитие Курило-Камчатской островодужной системы сопровождалось постепенной миграцией системы «островная дуга – глубоководный желоб» по направлению к Тихому океану. В палеогене на Западной Камчатке формировалась дуга Западной Камчатки. С конца олигоцена в пределах Камчатки и Курил существовала система из двух дуг – Срединно-Камчатской и Южно-Камчатско-Курильской. В плиоцене в результате причленения полуостровов, а возможно, и других структур Восточной Камчатки, зона субдукции Тихоокеанской плиты на участке между п-овом Шипунским и сочленением с Алеутской дугой оказалась заблокированной. Вследствие этого произошел перескок зоны субдукции на современное положение и Курило-Камчатская островодужная система сформировалась в современном виде [10]. На юге региона в это же время происходило развитие дуги Тохоку-Хонсю, сопряженной с южной частью Курило-Камчатского и северной частью Японского желобов. В палеогене происходили извержения спекшихся туфов (п-ов Окусири), в неогене – андезито-базальтовых и риолитовых лав и гиалокластитов, в историческое и со-

временное время – многочисленных базальтовых, андезитовых, риолитовых вулканов, включая кальдерные [11].

На территории Сахалина, Хоккайдо и большей части дна Охотского моря в кайнозое происходило формирование задуговых структурных элементов кайнозойской активной окраины Пацифики, в процессе которого происходили деструкция сформировавшейся континентальной коры, зарождение и развитие рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых осадочных бассейнов, рифтогенных и синсдвиговых задуговых вулканоплутонических поясов и зон локального вулканизма.

Орогенические процессы, локально проявившиеся в плиоценовое–четвертичное время, усложнили структурные элементы Сахалина, Хоккайдо и Западной Камчатки, но проявившееся сжатие не завершило формирование их геологической структуры. Продолжается также развитие синеклизыподобных структур, приуроченных к крупным приразломным зонам, грабенообразных впадин и глубоководных трогов Дерюгинского, Тинровского и Восточно-Япономорского (Татарский прогиб) бассейнов, глубоководных котловин и грабенов Центрально-Охотоморской приподнятой зоны. Сформировавшиеся в это время правые сдвиги, взбросо-надвиги и сбросы вызвали дислокации кайнозойских отложений и существенно усложнили структуру ларамийских складчатых сооружений. Формирование геологической структуры Сахалин и Хоккайдо продолжается в настоящее время совместно с развитием структурных элементов дна Японского и Охотского морей, Курило-Камчатской и Тохоку-Хонсю островодужных систем.

## Литература

1. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Автореф. д-ра геол.-минерал. наук. Владивосток, 2006. 37 с.
2. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хайн. М., 2000. 193 с.
3. Гусев Г.С., Хайн В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
4. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вест. ДВО РАН. 2003, № 6. С. 94–108.
5. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
6. Kimura G., Sakakibara M., Okamura M. Plumes in central Panthalassa? Deduction from accreted oceanic fragments in Japan // Tectonics. 1994. V. 13, N 4. P. 905–916.
7. Гранник В.М. Сопоставление структурных элементов Сахалина и Хоккайдо // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 5. С. 654–659.
8. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101–114.
9. Nokleberg W.J., Parfenov L., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of Circum-North Pacific. OpenFile Rep. 98–754 // USG.S. P. 1–125.
10. Авде́йко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вест. Крауц. Науки о Земле. Петропавловск-Камчатский, 2003. С. 32–59.
11. Geology of Hokkaido and geological resources / geoenvironment. Geological survey of Hokkaido, 1992. 23 p.

## **Формирование континентальной земной коры фанерозойских складчатых поясов**

Континентальная земная кора, атмосфера и гидросфера формируются вследствие геохимической дифференциации Земли, сопровождающейся плавлением и дегазацией глубинного вещества [1 и др.]. Земная кора континентов состоит из кристаллических пород «базальтового» и «гранитного» геофизических слоев, перекрытых протерозойскими–четвертичными образованиями осадочной оболочки. Земная кора океанов состоит из базальтового слоя, перекрытого верхнеюрскими–четвертичными кремнистыми и вулканогенно–осадочными отложениями [2].

Формирование континентальной земной коры обусловлено взаимодействием эндогенных (магматических, флюидно-энергетических) и экзогенных (физическое и химическое выветривание, разрушение, разложение пород, интенсивное терригенное осадконакопление) факторов. Большое значение при этом имеет изотопная систематика магматических пород, поскольку именно магматизм несет в себе информацию о геологическом времени и вещественной специфике поверхностных тектонических и глубинных мантийных процессов, ответственных за формирование океанов и континентов, и отражает важнейшие особенности процессов превращения глубинного вещества Земли в земную кору [3]. Наиболее обоснованным считается последовательное образование за счет деплетированной мантии океанской коры, которая в зонах конвергентного взаимодействия плит формирует кору переходного типа островных дуг, а последняя после ряда структурно-вещественных преобразований превращается в континентальную земную кору [4]. Существенный вклад в формирование океанской и континентальной коры вносит внутриплитный пломбовый магматизм более обогащенной мантии, стимулирующий проявление магматизма в виде батолитов гранодиоритов и плагиогранитов, субщелочных и щелочных базитов с карбонатитами, специфических кислых магматических пород (пантеллеритов, онгонитов, щелочных редкометальных гранитов) [4].

Эволюция магматических режимов Земли на ранних этапах ее развития определялась импактными событиями и пломбовым геодинамическим режимом нашей планеты. На рубеже архея и протерозоя (2,7–2,5 млрд лет) к тектонике пломб, зарождавшихся в существовавших тогда температурных условиях на границе нижней и верхней мантии (660–670 км), присоединилась тектоника литосферных плит [5]. При мерно в это же время сформировалась за счет деятельности живых организмов и рассеяния (диссипации) водорода в космосе кислородная атмосфера, сменившая атмосферу ранних этапов эволюции Земли, состоявшую из смеси CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>. Глобальные проявления тектоники плит в

---

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

новых условиях вызвали субдукцию уже значительно окисленной океанской коры, содержащей повышенные концентрации летучих компонентов (в основном  $H_2O$  и  $CO_2$ ), что способствовало началу крупномасштабного метасоматоза мантии. Вследствие отмеченных процессов возникли обогащенные редкими элементами зоны в мантии – источники щелочного магматизма, роль которого, начиная с этого момента, неуклонно возрастала и достигла своего апогея в палеогене [6]. Установлено, что импактные события и пллюмовый вулканализм сыграли большую роль в эволюции биосферы Земли, оказывавшую огромное влияние на процессы химического и физического выветривания и преобразования горных пород, ее внешней оболочки [5].

Статистический анализ огромного массива геохронологических данных по земной коре и мантии (14 200 датировок), полученных различными методами, выявил мегацикличность в эволюции эндогенных событий в мантии и коре, свидетельствующую о неравномерном развитии корообразования, существования этапов максимальной и минимальной активизации в этих оболочках. В фанерозое наблюдается направленное уменьшение длительности мантийных циклов от докембрая к четвертичному периоду [7]. Следует отметить, что пики максимальной и минимальной эндогенной активности в коре и мантии находятся в хорошем соответствии с крупными импактными событиями и активностью мантийных пллюмов.

Самый мощный рост континентальной земной коры, совпавший с формированием платформенных режимов, произошел на рубеже архея и протерозоя. В фанерозое наиболее заметный прирост земной коры происходил в процессе развития складчатых поясов, заложившихся в среднем протерозое (в рифейскую эру). В начале рифея начался распад раннепротерозойского суперконтинента, но он прервался примерно 1000 млн лет тому назад гренвильской регенерацией (диасхизисом). Процессы распада суперконтинента усилились в позднем рифее и вблизи рубежа докембрая и палеозоя достигли своего апогея [8 и др.]. В раннем рифее оформилось разделение территории современных континентов на платформы и мобильные глобальные пояса. На территории платформ накапливались отложения чехлов, а в мобильных поясах происходил более быстрый и ощутимый прирост континентальной земной коры.

Осадочные и магматические породы фанерозойских складчатых поясов (Урало-Охотского, Средиземноморского, Северо-Атлантического, Арктического, Тихookeанского) начали формироваться в пределах древних океанских бассейнов (Панталассы и Палеопацифики), Урало-Охотского (Палеоазиатского), Тетис, Япетус, Бореального) или на их периферии. Все перечисленные выше океаны, кроме Тихого, образовались в результате раздробления и деструкции суперконтинента Пангея I, объединившего в среднем протерозое все современные древние платформы [8, 9 и др.]. Тихий океан, ветвью которого являлся Центрально-Азиатский (Палеоазиатский) океан, предположительно образовался в

начале распада суперконтинента Родинии (примерно, 700 млн лет тому назад) под воздействием Южно-Тихоокеанского суперплюма [10].

Внутриконтинентальные складчатые пояса заложились на зрелой континентальной коре среднепротерозойской Пангеи I в процессе ее рифтогенной деструкции, а окраинно-континентальные – на границе Пангеи I и Панталассы в виде континентальных пассивных, активных и трансформных окраин. Принято считать, что в истории их формирования наблюдалась определенная цикличность (циклы Уилсона, или Вилсона [11]).

В то же время, выявленные особенности строения конкретных складчатых поясов (Средиземноморского, Центрально-Азиатского, Тихоокеанского, и др.) свидетельствуют о многочисленных отклонениях от установленной цикличности и возникновении более разнообразных геодинамических обстановок в процессе развития складчатых поясов или их крупных фрагментов. Развитие поясов обычно начинается с раскрытия новых морских бассейнов и образования континентальных окраин с магматическими дугами. В процессе дальнейшего геологического развития происходят периодические столкновения типа континент–микроконтинент или континент–островная дуга или постепенные замыкания бассейнов в результате блокировок субдукционных зон крупными неоднородностями литосферы (микроконтинентами, океанскими поднятиями и плато, гайотами, вулканическими дугами и др.), которые сопровождаются формированием разновозрастных коллизионных горно-складчатых сооружений (орогенов).

В других случаях к континенту со стороны океана причленяются разнообразные по геодинамическому типу террейны (островодужные, олиголитовые, окраинно-морские, турбидитовые, аккреционные призмы и др.). В этом случае формируются аккреционные горно-складчатые сооружения [12]. Некоторые исследователи считают, что в чистом виде нет ни коллизионных, ни аккреционных орогенных поясов и выделяют аккреционно-коллизионные складчатые сооружения [13]. Окончательное становление складчатых поясов происходит в результате коллизии, вызванной столкновением крупных фрагментов литосферных плит, или гиперколлизии, вызванной столкновением литосферных плит и кратонов в результате полного закрытия океанов [14]. Коллизионные процессы, как правило, сопровождаются перемещениями крупных блоков земной коры по косым сдвигам.

Установлено, что коллизионные процессы протекали разновременно в разных частях одного и того же пояса. Кроме того, внутри будущих складчатых поясов присутствуют области, которые испытали складчатость и горообразование, а затем – повторный рифтинг, раскрытие и развитие океанского бассейна. Тем не менее, в глобальном масштабе намечаются определенные эпохи зарождения бассейнов и окончания их развития с образованием новой континентальной коры складчатых поясов – эпохи орогенеза. Главные эпохи орогенеза завершают циклы продолжительностью 150–200 млн лет (циклы Бертрана). Все складчатые пояса пережили более одного цикла развития [9, 11].

По окончании орогенной стадии наступает релаксация напряжений тангенциального сжатия (коллапс) и сжатие сменяется растяжением – образуются тафрогенные грабены, которые заполняются континентальными угленосными или красноцветными отложениями, чередующимися с покровами толеитовых базальтов [9].

Магматизм в интрузивной, субвуликанической и вулканической форме, свидетельствующий об активизации мантийных и коровых процессов, сопровождающих формирование земной коры складчатых поясов, представлен континентальным рифтовым, поясовым окраинно-континентальным, островодужным, аккреционным, окраинно-морским, трансформным, коллизионным, гиперколлизионным типами.

## Литература

1. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
2. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 80 с.
3. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
4. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 221 с.
5. Хайн В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 1994. 521 с.
6. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 5–13.
7. Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Эндогенные циклы в проблеме корообразования // Геохимия. 2006. № 2. С. 131–141.
8. Борукаваев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1985. 190 с.
9. Хайн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
10. Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В. Важнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 4. С. 3–14.
11. Хайн В.Е. Циклы Вильсона и Берtrandса // Докл. РАН. 1992. Т. 325, № 3. С. 557–559.
12. Соколов С.Д., Оксман В.С., Бондаренко Г.Е. Аккреционные и коллизионные складчатые пояса // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 201–204 (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 2).
13. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненишайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. С. 8–28.
14. Коротеев В.А., Нечеухин В.М. Вулканология и геодинамика // Вулканализм и геодинамика: Материалы II Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 9–15.

## **Основные черты геодинамического развития юга Восточно-Европейской платформы в докембрии (территория Ростовской области)**

Строение докембрийских образований на территории Ростовской области представляет интерес в связи с расположением региона на стыке крупных блоков земной коры, имеющих сложную геологическую историю. Оно важно для картирования, прогноза и поисков полезных ископаемых, таких как железные руды, апатиты, глинозем, марганец, бор, цветные и благородные металлы, металлургическое сырье, строительные материалы.

Породы фундамента на территории области не обнажаются. Минимальные глубины залегания (180–200 м) установлены в зоне сочленения Ростовского выступа с Приазовским массивом и в погруженной части Воронежского массива (ВКМ) (200–250 м). Максимальные глубины, достигающие 17,5 км, установлены под Восточно-Донбасским фрагментом Днепрово-Донецкого складчатого сооружения (ДДСС).

Докембрийские образования располагаются в севере и юге Ростовской области, границей между которыми является Донбасс, где проходит сутурный шов. Структуры на севере являются частью Воронежского кристаллического массива – это Курский и Калачско-Эртильский мегаблоки субмеридионального простирания, разделенные Лосевской шовной зоной. На юге, в погруженной части Украинского щита, выделен Приазовский мегаблок, который является южным продолжением Курского. Его восточной частью является Ростовский выступ, а к востоку от него располагается Зерноградско-Мечетинская шовная зона, рассматриваемая как аналог и продолжение на юге Лосевской зоны. В свою очередь, аналогом северного, Калачско-Эртильского, мегаблока на юге является Сальско-Ремонтненский мегаблок [6].

В докембрийском фундаменте выделяются три этажа: архейский, позднеархейско-раннепротерозойский, позднепротерозойский. Амфиболит-гнейсовые выступы нижнего этажа находятся в цокольной части зеленокаменных структур. На севере они развиты в Курском мегаблоке и частично в Лосевской шовной зоне (Варваринский купол). Эти структуры связаны с породами обоянского комплекса, которые четко выражены в гравитационном поле в виде куполов. Они контролируются системой кольцевых и радиальных разломов и слагают на севере мегаблок Курской магнитной аномалии, Калачско-Эртильский мегаблок, Варваринский купол, сложенный в центре пироксенитами и амфиболовыми гнейсами, а по периферии – более кислыми плагиогнейсами и амфиболитами обоянского комплекса.

---

<sup>1</sup> Ростовский государственный университет (РГУ), Ростов-на-Дону, Россия

<sup>2</sup> ОАО «Южгеология», Ростов-на-Дону, Россия

В структуре второго, архей-нижнепротерозойского, этажа выделяются впадины с вулканогенно-осадочными железисто-кремнистыми метабазитами и мигматит-плагиогранитами михайловской и миусской серий, развитые в пределах Курского и Ростовского блоков. На юге, в Приазовском блоке развиты породы обоянской серии, амфиболиты Носовской впадины, Азовского купола и другие структуры. В раннем протерозое во внутренней части гранит-зеленокаменных областей сформировались линейные наложенные впадины с породами железисто-кремнисто-сланцевой и железисто-карбонатно-сланцевой формаций (курская и неклиновская серии) и впадины трогового типа (Носовская впадина Ростовского блока) с породами сланцево-амфиболовой метавулканитовой формации.

Другая группа СВК связана с подвижными поясами и прогибами, которые развиты в Лосевской шовной зоне и в Калачско-Эртильском мегаблоке, а на юге в Зерноградско-Мечётинской шовной зоне и Сальско-Ремонтненском мегаблоке. Характерными для них являются сегменты кратонизации, гранитообразование и вулканоплутонические пояса Лосевской и Зерноградо-Мечетинской шовных зон, представленных метабазальт-метарилитовой, метапесчаниковой, метатуфо-песчаниковой формациями.

Эти толщи картируются в виде узких положительно намагниченных полос в синклинальных структурах восточной части Лосевской шовной зоны и в районе Зерноградско-Мечётинских поднятий. Контакт между Лосевской шовной зоной и Калачско-Эртильским мегаблоком заложился в конце карельской фазы складчатости. В пределах описываемых зон широко развиты интрузии перидотит-габбровой формации мамонского комплекса, а также гранитные интрузии бобровского комплекса на севере и щелочные массивы еланчикского граносиенитового комплекса на западной окраине Ростовского блока. Их формирование завершает этап образования второго структурного этажа. В завершающий период карельской складчатости заложилась ортогональная система разломов, к которой тяготеют вышеуказанные интрузивные комплексы. В целом для блоков раннего докембрия четко просматривается единство погруженной части Украинского кристаллического щита и Воронежского массива.

Минерагения архейских СВК изучена слабо. В высокоуглеродистых гнейсах обоянского и восточно-приазовского комплексов отмечается минерализация элементов платиновой группы и золота, содержания которых составляют более 0,5 г/т ЭПГ в гнейсах Восточного Приазовья и более 5 г/т в породах Воронежского массива, а содержание золота в породах ВКМ составляют 1,3–1,75 г/т [3]. В позднеархейских комплексах в Курском и, вероятно, Ростовском блоках развита железисто-кремнисто-метабазитовая формация михайловской и миусской серий. Нижнепротерозойские СВК характеризуются развитием пород железисто-кремнистой формации курской и неклиновская серий, а с породами воронцовской серии ассоциируют руды золото-кварц-сульфидной платиноносодержащей формации. С перидотит-габбро-норитовой мамоновской се-

рией связано медно-никелевое оруденение месторождения Липов куст, а также малосульфидная платинометальная ассоциация [3].

Рифейский этап, отвечающий верхнему этажу, характеризуется формированием линейных зон активизации по ортогональной системе разломов. На месте современного ДДСС сформировалась субширотная рифтовая структура на коре континентального типа. Обоснование рифейского возраста пород, заполняющих рифт, приведено в работах [8, 5].

Типично рифейским СВК является трахиандезит-липаритовая формация синявской серии – самбекский комплекс [6], отличающаяся присутствием голубого кварца во всех разновидностях пород. Она изучена по галькам метаконгломератов, которые слагают до 70% обломочного материала. В опи- сываемый интервал времени в районе Бейсугского разлома, отделяющего геоблоки ВЕП от Предкавказских, сформировался краевой бассейн, что подтверждается дугообразной цепочкой магнитных аномалий, сопровождающих зону разлома [4]. На породах трахиандезит-липаритовой формации залегает толща алеврито-сланцевой формации синявской серии, в кровле которой отмечаются покровы базальтов. Осадконакопление связано с расколом и растяжением южной окраины ВЕП и отрывом от нее южных мегаблоков. Об этом свидетельствует отсутствие или существенное редуцирование «гранитного» слоя в центральной части рифта [1].

В это же время сформировалась дугообразная система конформных (трансформных) разломов, секущих рифтогенную зону растяжения [4]. Они фиксируются по линиям смещения магнитных и гравитационных полей, а также по сейсмопрофилям. Вероятно, тогда на месте ДДСС существовал океанический залив типа современного Калифорнийского [7]. На базальтах залегают конгломераты и песчаники синявской серии. Отмечается развитие позднерифейских даек основного состава по окраинам рифта и вдоль меридиональных разломов Калаческо-Эртильского мегаблока.

Для минерагении рифейских СВК характерна золото-серебряная и медиастая минерализация, связанная с эфузивами, песчаниками, доломитами и конгломератами синявской серии. В пределах южного склона ВКМ минерализация рифея приурочена к Шумилинско-Новохоперской зоне, связана с дайками базальтоидов, трубками брекчий и определяется находками алмазов.

Полученные данные свидетельствуют о том, что блоки раннедокембрийского фундамента погруженной части Украинского щита являются продолжением к югу блоков ВКМ. Перестройка структурного плана в рифеев привела к отделению юго-восточной части Украинского кристаллического щита и в дальнейшем (девон–нижний карбон) к смещению южных блоков к западу, с амплитудой смещения около 80 км, что подтверждается данными дистанционных исследований [9]. Современный план отражает палеозойскую коллизию южных и северных блоков в виде сутуры, смещенной на отдельных участках по долгоживущим конформным разломам (Миусскому, Керчикскому, Кондаковскому, Западно-Сальскому, Восточно-Донбасскому).

## **Литература**

1. Бородулин Н.И. Система глубинных разломов Донбасса и их характеристика по данным глубинного сейсмического зондирования. Киев: Наук. думка, 1972. Т. 34, вып. 5. С. 27–32.
2. Галецкий Л.С., Колосовская В.А., Ермаков Ю.Н., Зайцев А.В. и др. Комплект карт «Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы». Киев: Госгеолком Украины, 1992. 127 с.
3. Демченко Б.М., Сычкін Н.І., Лосицький В.І. и др. Минерагения Воронежского кристаллического массива (ВКМ) // Геол. вестн. Центральных районов России. 1999. № 1/2. С. 18–27.
4. Закруткин В.В., Зайцев А.В. Докембрий юга Ростовской области (геолого-техническая схема). Ростов н/Д: Известия СКНЦ ВШ. 1988. № 1. С. 71–80.
5. Закруткин В.В., Кулиш Е.А., Зайцев А.В. Метаморфические комплексы восточной окраины и склона Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1990. С. 3–40.
6. Зайцев А.В., Грановский А.Г., Зелеников Г.В., Рыжиков М.М. Строение и геодинамика до-кембрийских структур в зоне сочленения Воронежского кристаллического массива и Ростовского тектонического выступа // Докл. РАН. 2003. Т. 392, № 1. С. 81–84.
7. Лихачев В.А., Терентенко Г.А., Зайцев А.В. Основные черты тектономагматического развития и перспективы рудоносности Ростовского выступа и южной части Донбасса // Геологическое строение и разведка полезных ископаемых Ростовской области. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1979. С. 76–84.
8. Волош Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юрлов Ю.А. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–43.
9. Кикина М.А., Прошин С.В. Юг Восточно-Европейской платформы и Скифская плита // Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. С. 189–195.

---

**И.И. Греков<sup>1</sup>, Н.И. Пруцкий<sup>1</sup>, В.А. Лавришев<sup>1</sup>, Н.Л. Энна<sup>1</sup>**

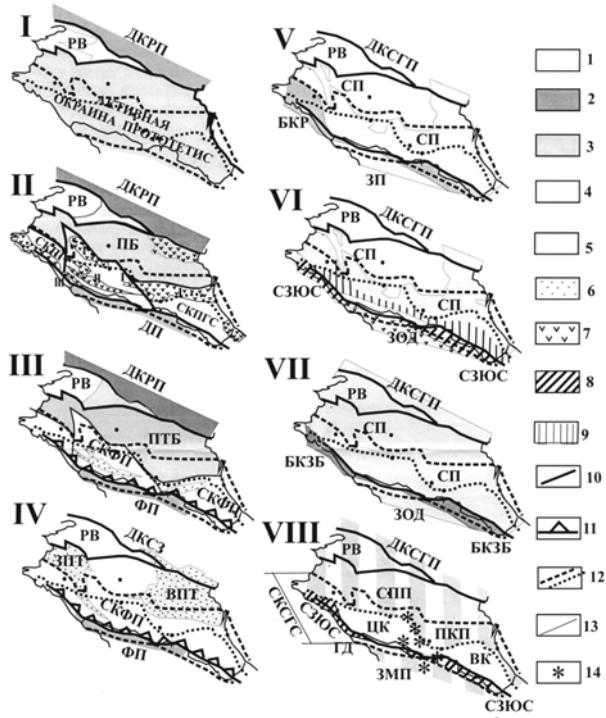
## **Эволюция Северо-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса**

Эволюция геодинамических обстановок формирования Северо-Кавказской складчато-глыбовой системы (СКСГС) Альпийско-Гималайского складчатого пояса (рисунок) протекала на фоне постепенного наращивания Евразии за счет приращивания блоков земной коры северной окраины Прото-, Палео- и Мезотетиса.

*С байкальской деструкцией* южной окраины Восточно-Европейской платформы связано [1, 4, 7] развитие к югу от Донецко-Каспийского рифта и от отшнурованного от карелид Ростовского выступа обширного бассейна (окраина Прототетиса) с терригенным и терригенно-вулканогенным седиментогенезом в линейных зонах (см. рисунок, фрагмент 1). Закрытие бассейнов и последовавший орогенез не сопровождались интенсивной складчатостью. Слабометаморфизованные породы протерозоя были вовлечены в орогенное поднятие и «запечатаны» молассоидной толщей венд-кембрийского или ордовик-силурийского возраста. Возникшая кора в отдельных блоках приблизилась к материевой (миг-

---

<sup>1</sup> Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие (ФГУП) «КавказгеоСъемка» МПР РФ, Ессентуки, Россия



**Рисунок.** Схема эволюции геодинамики Северного Кавказа

Этапы: I – байкальский, II – раннегерцинский коллизионный, III – позднегерцинский вулканоплутонический андского типа, IV – индосинийский вулканоплутонический андского типа, V – киммерийской рифтогенческий, VI – киммерийский коллизионный, VII – альпийской островной дуги, VIII – альпийский коллизионный. 1 – **области отсутствия седиментации орогенические или платформенные;** 2–5 – **бассейны:** 2 – глубоководные (троги) рифтогенного и задутового типа, 3 – средней глубинности (Прототетис, а также задутовой и преддуговой тектодинамики), 4 – континентальный шельф, 5 – комбинированной седиментации (морской и континентальной дуги); 8–14 – **прочие знаки:** 8 – складчатые (аккреционные) зоны, 9 – зоны прерывистой складчатости, 10 – краевые швы Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, 11 – зона субдукции, 12 – границы: а – Северо-Кавказской складчато-глыбовой системы (СКСГС), б – между зоной Предкавказских краевых прогибов и Большекавказским сооружением, 13 – административная граница, 14 – зоны неоген-четвертичного магматизма. Элементы тектодинамического районирования: БКЗБ – Большекавказский задутовой бассейн, БКР – Большекавказский рифт, БКФП – Большекавказское фронтальное поднятие, ДКРП – Донецко-Каспийский рифтогенный прогиб, ДКСГП – Донецко-Каспийское складчато-глыбовое поднятие, ДКСЗ – Донецко-Каспийская складчатая зона, ЗБ – Закавказский бассейн, ЗКП – Закавказские краевые прогибы, ЗМП – Закавказский межгорный прогиб, ЗОД – Закавказская островная дуга, ЗП – Закавказская плита, ЗПТ и ВПП – Западно- и Восточно-Предкавказские тафрогены, ПБ – Предкавказский бассейн, ПТП – Предкавказский тыловой прогиб, РВ – Ростовский выступ, СЗЮС – Складчатая зона южного склона Большого Кавказа, СКПГС – Северо-Кавказская покровно-глыбовая система, СКСГС – Северо-Кавказская складчато-глыбовая система, СП – Скифская плита, СПП – Скифская плита Предкаказья, ФП – фронтальный прогиб, ЦК, ВК, ГД – Центрально-Кавказское, Восточно-Кавказское и Гагро-Джавское складчато-глыбовые поднятия

матит-гнейсовые выступы Центрального Кавказа). В качестве фрагментов Прототетиса рассматриваются редуцированные офиолитовые швы между блоками-террейнами.

**В раннегерцинский этап (S–C<sub>1</sub>)** повторная деструкция привела к реставрации Палеотетиса, составными частями которого являлись блоки-террейны континентальной коры и линейные бассейны осадочно-вулканогенного (спредингового или островодужного) типа.

Реконструкция первоначального положения осадочно-вулканогенных, терригенных и карбонатных серий среднего палеозоя и офиолитов позволяет выстроить следующую структуру Северо-Кавказской части Палеотетиса [2] (с севера на юг): 1) Предкавказская эпиконтинентальная зона терригенной седиментации; 2) Лахранская и Тоханская флишоидные зоны грауваккового кремнисто-терригенного и кремнисто-вулканогенно-терригенного состава с Бечасынской зоной платформенного карбонатного седиментогенеза между ними; ассоциация флишоидных толщ с гипербазитами указывает на предпочтительно океанические условия их формирования; 3) колчеданоносная Большекавказская (БК) энсиматическая островная вулканическая дуга с Кизилкольской, Даут-Урупской вулканическими грядами, Дамхурц-Джентинской зоной рассяянного вулканизма, Карабаевским и Бесесско-Марухским межгрядовыми понижениями; 4) Марухская океаническая зона; 5) Закавказская зона перикратонной терригенной седиментации.

В нижнем карбоне произошло коллизионное сближение Закавказской плиты (ЗП) и Восточно-Европейской платформы, тектоническое скучивание и расслоение блоков-террейнов байкальской консолидации, шарырование элементов раннегерцинской островодужной системы, офиолитов Палеотетиса. Между Предкавказской и Закавказской зонами непрерывной седиментации возникла Северо-Кавказская раннегерцинская покровно-глыбовая система (см. рисунок, фрагмент II), состоящая из Предкавказской, Передового и Главного хребтов покровно-складчатых зеленосланцевых и офиолитовых зон, разделенных гранитизированными, расслоенными и метаморфизованными геотектоническими поднятиями. С этим этапом связано начало консолидации Скифской плиты (СП).

**Позднегерцинский этап (C<sub>2</sub>–P).** Раннегерцинская коллизия плавно сменилась обстановкой вулканоплутонических поясов и дальнейшей гранитизации и консолидации СП [1, 3]. В возникшей БК островодужной системе андского типа [1, 3] в направлении с юга на север разместились (см. рисунок, фрагмент III): 1) преддуговая депрессия на северной окраине Закавказской плиты (ЗП); 2) валообразное поднятие над зоной субдукции на фронте СП с рифтогенезом, накоплением моласс и наземным вулканализмом в прогибах, гранитизацией и метаморфизмом в геоантклинальных поднятиях; 3) Предкавказский палеобассейн миогеосинклинального типа в тылу СП углисто-сланцево-глинистой седиментации (С<sub>1–2</sub>).

**В индосинийский этап (T)** на фоне расширения фронтального поднятия БК вулканоплутонической системы в тыловую часть последней

сместились зоны рифтогенеза с молассами и наземным вулканизмом и области эпиплатформенного терригенно-карбонатного седиментогенеза (см. рисунок, фрагмент IV) [4, 5]. В конце Т – начале J<sub>1</sub> в результате схождения СП и ЗП плит (индосинийская коллизия) произошли окончательная консолидация СП и ее вхождение в состав Евразии.

**В киммерийский этап** основные конструктивно-деструктивные события сместились к югу [5]. Растижение южной окраины Евразии привело к раскрытию между СП и ЗП плитами Большекавказской (БК) рифтогенной системы по типу Краснодарской (см. рисунок, фрагмент V). В *раннем лейасе* рифтинг сопровождался вулканитом риодацитового состава на плечах трога. В *позднем лейасе – аалене* на фоне продолжающегося спрединга в осевой части рифтовой системы происходило излияние толеитовых базальтов, сопровождавшееся глинисто-турбидитным осадконакоплением и колчеданообразованием, тогда как в тылу СП на удалении до 150 км – активизация риодацитового вулканизма. В *байосе* в результате сближения СП и ЗП плит произошла инверсия рифтогенной системы, а к концу *бата* – полное ее замыкание. «Мягкая» киммерийская коллизия реализовалась в формировании дивергентной чешуйчато-надвиговой структуры южного склона БК, начале субдукции северной ветви Мезотетиса под ЗП, функционировании на ее южной окраине островной дуги (лавы и туфы известково-щелочных порфириитов) (см. рисунок, фрагмент VI), базификации (дайки диабазов) южной окраины СП. На краю СП обозначились линейные системы палеоподнятий и краевых палеопрогибов, а также окраинно-материковый вулканоплитонический пояс с субщелочным трахириолит-базальтовым и риолит-трахидацитовым профилем [5].

**В раннеальпийский этап** (поздняя юра – олигоцен) в тылу Закавказской островной дуги возродился БК глубоководный бассейн (краевой прогиб) с флишевым наполнением, по обе стороны от которого располагались обширные шельфовые зоны накопления терригенно-карбонатных толщ (см. рисунок, фрагмент VII). С активизацией тектонического растяжения связаны базальтоидный вулканит на СП (в апте), щелочно-базальтовый вулканит (базальты и их туфы) и интрузивный магматизм (габбро-диабазов, диабазов, эсекситов и тешенитов) в осевой части БК трога (в сеномане) [5].

**С альпийской коллизией** (олигоцен–антропоген) связано замыкание БК задугового бассейна, шаръирование флишевых толщ на окраину ЗП и отчасти СП плит, формирование асимметричного БК горного сооружения и Предкавказских краевых прогибов, внедрение интрузий гипабиссального габброидного комплекса (эоцен), неоген-четвертичные интрузивный магматизм и наземный вулканит (см.рисунок, фрагмент VIII), становление редкометальных и полиметаллических руд [6]. В орогенез были вовлечены краевые части СП и ЗП плит и аккреционная зона южного склона, в том числе фрагменты блоков земной коры более ранних этапов развития региона. Олигоцен-раннемиоценовая «мягкая» коллизия

сопровождалась развитием аккреционной линзы, незначительным взаимодействием складчато-глыбовых поднятий и формированием в прогибах «нижней» молассы со шлейфами олистостром. На этапе «жесткой» коллизии, на фоне активного орогенеза и заполнения прогибов «верхней» молассой, СКСГС приобрела современные очертания.

## Литература

1. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
2. Греков И.И. Среднепалеозойская Большекавказская островная дуга и вулканогенно-осадочное оруденение // Металлогенения древних и современных океанов – 2006. Миасс, 2006. С. 30–33.
3. Греков И.И., Пруцкий Н.И. Проблемы геодинамики и металлогенеза Центрального Кавказа в позднегерцинский-триасовый этап развития Северного Кавказа // Проблемы геологии и геоэкологии Южно-Российского региона. Новочеркасск: УПЦ«Набла» ЮРГТУ, 2001. С. 4–16.
4. Греков И.И., Пруцкий Н.И. Особенности геодинамического развития Северо-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса // 7-я международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М.: Научный Мир, 2001. С. 391–393.
5. Греков И.И. Пруцкий Н.И., Энна Н.Л. Тектономагматические (очаговые) зоны фанерозоя Северного Кавказа // Литосфера. 2004. № 3. С. 127–136.
6. Скрипченко М.С., Пруцкий Н.И. Проблемы геодинамики и металлогенеза // Региональная геология и металлогенез. 2005. № 25. С. 39–51.
7. Летавин А.И. Фундамент молодой платформы Юга СССР. М.: Наука, 1980. 153 с.

---

А.Л. Грохольский<sup>1</sup>, Е.П. Дубинин<sup>1</sup>

## Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в зонах нетрансформных смещений осей спрединга

На основании обобщения геолого-геоморфологической информации и результатов экспериментального моделирования проведен сравнительный анализ главных морфоструктурных неоднородностей рифтовых зон срединно – океанических хребтов (СОХ) – нетрансформных смещений (HTC) осей спрединга.

Нетрансформные нарушения являются характерными структурами СОХ с медленными скоростями спрединга. Они разделяют оси спрединга, заключенные между трансформными разломами, на отдельные сегменты более мелкого масштабного уровня, нарушая линейность рифтовой зоны. Как правило, HTC соответствуют вдольосевым максимумам глубин дна и представляют собой зоны, которые позволяют существовать сопряженным сегментам спрединга с различным тектоническим стилем и уровнем магматической активности. На HTC сдвиговые де-

---

<sup>1</sup> Музей землеведения Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

формации между смещеными сегментами хребта не столь четко выражены и отсутствует характерная для трансформных разломов зона главных сдвиговых деформаций, локализованная в трансформных долинах. Морфология НТС представляет широкий спектр, который контролируется тектоновулканическими процессами в пределах рифтовой зоны, а также длиной смещения между сопряженными сегментами.

Внеосевые следы указывают на то, что НТС характеризуются вдольосевыми миграциями и имеют ограниченный интервал времени существования.

Согласно классификации Семпере [3], НТС как быстро-, так и медленноспрединговых хребтов, подразделяются на три категории:

1) крупные НТС со смещением длиной около 15–30 км с отчетливыми внеосевыми следами, указывающими на их продолжительное существование (1–3 млн лет);

2) средние НТС (длина смещения 4–7 км) характеризуются простым смещением сегментов и отсутствием отчетливых внеосевых следов, что свидетельствует об их относительной молодости;

3) мелкие НТС представляют собой смещения в пределах невулканической зоны длиной менее 4 км и соответствуют разрывам между изолированными подводными горами.

Морфология крупных и средних НТС в значительной степени контролируется такими параметрами как длина смещения рифтовых зон и конфигурация рифтовых осей. В соответствии с этим и особенностями структурообразования в зонах НТС Спенсер [4] выделяет три типа нетрансформных смещений:

1) тип 1 – нетектонизированные НТС;

2) типы 2А и 2В, характеризующиеся существованием структур типа ‘septa’ (или перегородка) во внутрисегментной области;

3) тип 3, характеризующийся эшелонированными зонами сдвига при хрупко/пластичном растяжении.

Чтобы выявить особенности структурообразования в зонах НТС на-ми были проведены эксперименты на материалах, отвечающих условиям подобия [1]. Проведенное моделирование показало, что происходит закономерное изменение картины структурообразования в зонах НТС в зависимости от длины смещения и соотношения толщин литосферы в рифтовой зоне и в зоне смещения. Последовательное изменение длины смещения в экспериментах показало, что существуют критические величины, при которых характер разрушения литосферы и, следовательно, тип формирующихся структур изменяется. Прежде всего, к таким величинам относятся смещения менее 1,5 см в модели (4–7 км в природе), при которых нетектонизированные НТС (тип 1) переходят к смещениям типов 2 и 3. Другим критическим значением длины смещения в модели является смещение 5 см (35 км в природе), при котором НТС типов 2 и 3 сменяются трансформными разломами с четко выраженной локализованной трансформной долиной. Это критическое смещение возникает

там, где возраст литосферы, а, следовательно, ее толщина/механическая прочность исключают продвижение сегментов сквозь нарушение.

Анализ геоморфологических данных и результаты экспериментального моделирования позволяют выявить несколько геодинамических причин образования НТС. Формирование и эволюция НТС может происходить за счет продвижения неовулканических зон навстречу друг другу (типы 1–2) и наступания и отступания рифтовых осей (тип 3) при изменении относительного движения плит в региональном масштабе, либо при аномальном подъеме высокотемпературной магмы (например, Азорская термическая аномальная зона) и перемещении вдольосевых потоков расплава.

В то же время, физическое моделирование показывает, что формирование нетрансформных смещений может быть связано с локальными перекосами оси спрединга и деформацией астеносферного клина [2]. И, наконец, из результатов экспериментов следует, что структуры НТС могут формироваться при изначальном зарождении и сегментации рифтовой трещины. Следы этих нарушений могут сохраняться и при последующей эволюции океанической литосферы.

Эксперименты также показали, что в значительной степени на образование НТС и характер структурообразования в их пределах и на их последующую эволюцию влияет прочность и толщина хрупкого слоя литосферы на оси рифта, ширина зоны ее прогрева, направления спрединга и в меньшей степени его скорость.

При небольшой ширине зоны прогрева, локализованной вследствие наличия осевой магматической камеры, и при малой толщине литосферы (быстрый спрединг) формируется относительно прямолинейная рифтовая трещина, разбитая на сегменты, составляющие мелкие смещения с небольшим перекрытием или без него. При широкой зоне прогрева, обусловленной поднятием астеносферного клина или влиянием мантийного плюма, смещения рифтовых трещин становятся более выраженными, а деформации охватывают более широкую область. Если при этом увеличивается толщина литосферы, рифтовые трещины становятся менее линейными и сильно искривляются вдоль простирания, а структурные неоднородности становятся более контрастными.

Сопоставление результатов моделирования со структурно-морфологическими схемами зон НТС, на участке от  $23^{\circ}$  до  $40^{\circ}$  с.ш. Срединно-Атлантического хребта, показывает сходство их структурных планов и позволяет понять основные причины разломообразования в их пределах.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 06-05-65254.

## Литература

1. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
2. Malkin B.V., Shemenda A.I. Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 193–210.

3. Sempere J.-C., Lin J., Brown H.S., Schouten H., Purdy G.M. Segmentation and Morphotectonic Variations Along a Slow-Spreading Center: The Mid-Atlantic Ridge ( $24^{\circ}00'N$  –  $30^{\circ}40'N$ ) // Marine Geophys. Res. 1993. V. 15. P. 153–200.
4. Spencer S., Smith D.K., Cann J.R., Lin J., McAllister E. Structure and Stability of Non-Transform Discontinuities of the Mid-Atlantic Ridge between  $24^{\circ}N$  and  $30^{\circ}N$  // Marine Geophys. Res. 1997. V. 19. P. 339–362.

**А.Н. Диденко<sup>1</sup>, И.К. Козаков<sup>2</sup>**

## **Положение Дзабханского микронтинента и Сибирского кратона в структуре палеопротерозойского суперконтинента**

Геологическое строение Центральной Азии определяется сочетанием структур мозаичного и линейного строения [13]. В аккреционной области мозаичного строения представлены массивы и с кристаллическим основанием, и выполненные образованиями венд-раннепалеозойских океанических бассейнов и островных дуг [10]. Дорифейское основание предполагалось для Дзабханского, Тувино-Монгольского, Южно-Гобийского и ряда более мелких массивов. Дзабханский и Тувино-Монгольский массивы были объединены в единый венд-кембрийский Боксон-Хубсугул-Дзабханский микроконтинент с нижнедокембрийским фундаментом, явившийся, согласно: [1 и др.], в рифею частью Сибирского кратона. В альтернативной модели [7, 13] предполагалось, что в результате рифтогенных процессов Дзабханский и Тувино-Монгольский микроконтиненты в конце позднего протерозоя «откололись» от Восточной Гондваны и в ходе развития Палеоазиатского океана были аккремированы к южному обрамлению Сибири. Однако последующие U-Pb геохронологические и Nd, Pb-Pb изотопные исследования показали ограниченное развитие раннедокембрийской коры в основании не только подвижных поясов, но и микроконтинентов региона [11]. Единственными структурами, для которых подтверждено присутствие дорифейских комплексов в основании, являются Байдарикский блок Дзабханского микроконтинента [10] и незначительная по объему Гарганская глыба. Для гранитоидов Байдарикского блока показано, что становление главных картируемых структур в его основании прошло в интервале 1854–1825 млн лет (U-Pb метод по цирконам), а более ранние структурно-метаморфические преобразования, установленные в бумбугерском комплексе, имели место в интервале 2364–2308 млн лет [10].

В соответствии с имеющимися на сегодняшний день данными, только Байдарикский блок фундамента Дзабханского микроконтинента и Гарганскую глыбу можно рассматривать как фрагменты палеопротерозойских

<sup>1</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии и геохронологии докембра (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

континентов. Следовательно, в структуре раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии указанные фрагменты совмещены с позднерифейскими и венд-раннепалеозойскими океаническими и островодужными комплексами, континентальными массивами с рифейским основанием [11].

В современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса Дзабханский микроконтинент расположен между Северо-Китайской и Сибирской платформами. На юге Сибири стадия кратонизации маркируется Южно-Сибирским поясом постколлизионных раннепротерозойских гранитоидов с возрастом 1,84–1,87 млрд лет, для которых есть палеомагнитные данные [6]. Палеопротерозойские коллизионные и аккреционные события этого возраста фиксируются в породах многих древних щитов, которые многие исследователи связывают с формированием суперконтинента [2, 14, 15, 19 и др.], получившего в последнее время название Гудзонленд, или Колумбия [17]. Ядром последнего, как впрочем и ядром мезопротерозойского суперконтинента Родния, был Лаврентийский кратон. Согласно наиболее надежным палеомагнитным полюсам [17], Лаврентия в интервале 1850–1830 млн лет располагалась в Северном полушарии, ее современная арктическая окраина была ориентирована в сторону экватора и находилась на 15–20° с.ш. В цитируемой выше работе этим полюсам приписывается прямая полярность, т. е. они являются северными, что согласуется с разработанной более 20 лет тому назад кривой кажущейся миграции полюса Лаврентии [18]. Подчеркнем, что вопрос полярности палеопротерозойских палеомагнитных полюсов Лаврентии окончательно не решен, возможна другая интерпретация – ее поворот на 180° и расположение в Южном полушарии.

Палеомагнитные исследования гранитоидов Южно-Сибирского пояса и вулканогенно-осадочных пород акитканской серии Северо-Байкальского хребта [3; 4] позволили определить два возможных (соответствующих прямой и обратной полярности выделенных палеомагнитных направлений) положения Сибири в структуре раннепротерозойского суперконтинента. Согласно прямой опции полярности, Сибирь могла занимать положение в экваториальных широтах от 5–10° с.ш. (северная окраина Тунгусской провинции), до 10–15° ю.ш. (Шарыжалгай, Акиткан). Расстояние между двумя палеоконтинентами могло составлять до 10°. В случае другой опции полярности, положение Сибири измениться на 180°, т. е. у арктической окраины Лаврентии на 15° с.ш. могла находиться южная (байкальская) окраина Сибирского кратона. Палеоконтинентальные блоки в этом случае почти соприкасаются. Именно о таком расположении Сибири и Лаврентии в теле суперконтинента Арктика около 1,5 млрд лет указано в [15].

Коллизионные процессы, определяющие структуру фундамента Дзабханского микроконтинента и древних кратонов (Сибирского, Северо-Китайского, Лаврентии), происходили практически в одном временным интервале – 1,85–1,90 млрд лет. Нами была предпринята попытка определить положение Байдарикского блока в системе кратонов ран-

непротерозойского суперконтинента. Для этого были проведены палеомагнитные исследования постколлизионных гранитоидов с возрастом  $1825 \pm 5$  млн лет [6].

На уже упоминавшейся реконструкции К. Конди [15] у современной арктической окраины Сибири показан Северо-Китайский кратон, обращенный своей современной южной окраиной в сторону Сибири. Приимая эту реконструкцию, мы можем восстановить палеошироты и Северо-Китайского кратона –  $15\text{--}30^\circ$  ю.ш. Установленный в [5] интервал палеоширот, в котором находился Байдарикский блок на рубеже 1825 млн лет, составлял  $26\text{--}39^\circ$ . Вероятно, мы можем расположить Байдарикский блок примерно на  $30^\circ$  ю.ш. у окраины (северной в современных координатах) Северо-Китайского кратона, что согласуется с нашими оценками палеоширот последнего.

В дальнейшем при распаде Родинии и трансформации ее в лавразийскую и годванскую группы континентов Дзабханский микроконтинент перемещался совместно с блоками Восточной Гондваны (включая блоки Северного и Южного Китая, Тарима) [13, 7, 5, 16]. В результате Сибирь и Восточная Гондвана вместе с Дзабханским микроконтинентом оказались напротив друг друга. Дзабханский микроконтинент в конце позднего протерозоя «откололся» от Восточной Гондваны и начал мигрировать в сторону Сибири. В палеоокеанической области (Палеоазиатский океан) происходило формирование вулканических дуг, островов и плато [8, 9, 11]. В интервале 630–600 млн лет произошло преобразование пассивной континентальной окраины Дзабханского микроконтинента в активную. Аккреционно-коллизионные процессы, в результате которых произошло сочленение Байдарикского блока с образованиями вулканической дуги и вулканического плато, сопровождались становлением вендинского (560–570 млн лет) низкоградиентного метаморфического пояса [12]. На рубеже венда–кембрия был сформирован позднебайкальский композитный континентальный блок, который затем вошел в состав раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-65340, 06-05-64352).

## Литература

1. Берzin Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л и др. Геодинамическая карта Западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 8–28.
2. Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
3. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикова Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизионных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66–83.
4. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П. и др. Палеомагнетизм раннего протерозоя юга Сибирского кратона (в печати).
5. Диденко А.Н., Козаков И.К., Бахтадзе В. Палеомагнетизм раннего протерозоя Байдарикского блока Центральной Монголии // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии: Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 31–35.

6. Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы // Докл. РАН. 2003. Т. 390., № 3. С. 368–373.
7. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75.
8. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртого О. и др. Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника. 2005. № 4. С. 154–174.
9. Ковач В.П., Джин П., Ярмолюк В.В. и др. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баянхонгорской зоны // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 2. С. 229–234.
10. Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдаринского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5, № 3. С. 240–248.
11. Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 1. С. 1–20.
12. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Яковleva С.З.и др. Вендинский метаморфизм в аккреционно-коллизионной структуре Центр. Азии // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 1. С. 68–74.
13. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
14. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
15. Condie K.C. Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent // Gondwana Res. 2002. V. 5, № 1. P. 41–43.
16. Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., Volozh Yu.A. The vendian-early Paleozoic History of the Continental Margin of Eastern Paleogondvana, Paleoasian Ocean, and Central AsianFoldbelt // Russian J. Earth Sci. 2003. V. 5, № 3. P. 165–184.
17. Pesonen L.J., Elming S., Mertanen A.S. et al. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 289–324.
18. Piper J.D.A. The Precambrian paleomagnetic record: the case for the Proterozoic Supercontinent // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59, N 1. P. 61–89.
19. Rogers J. A History of continents in the past three billion years // J. Geology. 1996. V. 104. P. 91–107.

**Е.В. Дмитриева<sup>1</sup>**

## **Изучение тектонической деформации сейсмоактивных областей по данным о механизмах очагов землетрясений**

Изучение механизмов очагов землетрясений относится к числу фундаментальных проблем в области наук о Земле, а определение механизмов очагов по сейсмическим данным является важной составной частью комплексного исследования землетрясений и порождающих их сейсмогенных зон. Механизмы очага связывают с видами напряженно-деформированного состояния. Накопление данных о механизмах землетрясений обеспечивает возможность все более подробного описания сейсмотектонического процесса. Необходимо применять статистические методы анализа совокупностей механизмов очагов землетрясений в про-

<sup>1</sup> Владимирский государственный университет (ВлГУ), Владимир, Россия,

тивовес тектонофизической интерпретации механизма очагов только одиночных, пусть даже и достаточно сильных сейсмических событий.

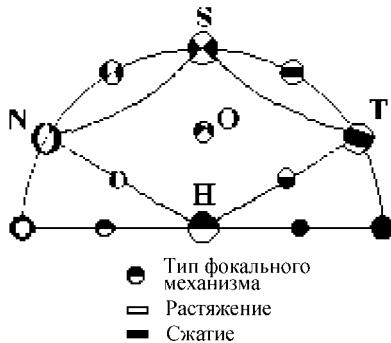
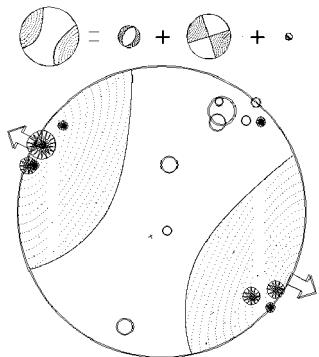
Введение в сейсмологическую практику определений фокальных механизмов землетрясений положило начало изучению напряженного состояния сейсмически активных областей Земли. В данной работе предлагается фокальные механизмы отнести к поверхности  $\Sigma$ -сферы и затем по разделяющей нодальной плоскости определить вид напряженно-деформированного состояния сейсмоактивного района.

Фокальный механизм землетрясения задается симметричным тензором  $M_{ij}$  с собственными значениями, равными  $(-1; 0; +1)$ , что отвечает модельному источнику сейсмического излучения в виде двух ортогональных уравновешенных диполей без моментов. Ввиду того, что сейсмотектонические деформации описываются тензорами и соответствующими им в выбранной системе координат матрицами, возможны разные способы графического представления результатов расчетов фокальных механизмов очагов. В основе аналитического описания механизма очага землетрясения данной работы лежат операции с матрицами тензорной природы. Способ проектирования проводится в два этапа: сначала выделяется часть матрицы, ответственная за «обобщенно-плоскую» деформацию, а затем проводится анализ этой части матрицы на собственные значения.

Построение диаграмм фокальных механизмов дает нам фундаментальную информацию для понимания природы землетрясений. Кроме того, следует особо отметить ценность изучения механизма очага для исследований региональной и глобальной тектоники. Диаграммы позволяют определять на больших расстояниях, как изменяется напряжение (или деформация) в Земле при заданном времени и месте землетрясения. Если геодезические данные дают лишь интегральные характеристики, то информация, полученная при изучении механизма очага, напротив, позволяет увидеть мгновенную картину тектонических движений.

Картина механизма очага землетрясения соответствует излучению источника, расположенного в бесконечном однородно упругом теле. При этом теоретические и экспериментальные данные, как правило, рассматриваются на поверхности фокальной сферы с центром в очаге землетрясения.

На рис.1 демонстрируется используемое отображение набора типичных механизмов очагов в соответствующие им точки-образы на гиперсфере [1]. Приведенная на рис.1 система классификации и соответствующие обозначения в дальнейшем используются при картировании сейсмотектонической деформации. В качестве подготовительной операции проведено покрытие территории земного шара набором узловых точек. Для этого использован специальным образом преобразованный набор эпицентров относительно сильных землетрясений с магнитудой  $M \geq 6$ . Операция преобразования заключалась в исключении из этого набора дублирующих точек, отвечающих менее сильным землетрясениям. Анализ совпадения осуществлялся в круговых окрестностях радиусом  $1,5^\circ$  [2].



**Рис. 1.** Диаграмма фокального механизма

Область растяжения заштрихована

**Рис. 2.** Характерные типы фокальных механизмов

N – сброс; T – взброс; S – сдвиг;  
O – косой сдвиг; H – врез

Для классификации режимов сейсмогеоморфологической деформации можно использовать схему классификации, в которой выделяется 11 режимов (рис.2). В первую очередь необходимо учитывать четыре основных режима: растяжения T (extensional), сжатия N (compressional), сдвиговый S (strike-slip fault), перерезывающий или вертикальный взрез/срез H (vertical fault). Накопление диаграмм фокальных механизмов проясняет кинематические особенности основных сейсмических зон и позволяет исследовать сейсмологические аспекты глобальной тектоники. Каждая маленькая диаграмма представляет собой среднюю для нескольких диаграмм землетрясений, сгруппированных в соответствующем районе. Для построения на диаграмме типов фокальных механизмов характерных типов механизмов данного сейсмического района могут использоваться результаты, полученные путем статистической обработки стандартизированного каталога очаговых параметров тензоров-центроидов (centroid-moment tensor, CMT). Используя приведенную методику и экспериментальный материал, охватывающий более 14000 сейсмических событий с подразделением на коровые, подкоровые и глубокофокусные землетрясения, статистически выявлены типы режимов сейсмогеоморфологической деформации и их распределение по основным сейсмическим поясам. Также установлено, что в очагах сравнительно слабых землетрясений реализуется несколько более сложный тип деформации, чем в очаговых зонах средних по магнитуде и сильных землетрясений, в которых, как правило, реализуется деформация типа чистого сдвига.

### Литература

1. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмогеоморфологических деформаций. М.:Наука, 1990. 191 с.
2. Дмитриева Е.В. Сравнительный анализ вида локальных и региональных сейсмогеоморфологических деформаций на базе изучения особенностей механизмов очагов землетрясений: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2001.

## **Ранние этапы эволюции геосферы и биосфера**

Необходимым условием существования жизни в форме белка и нуклеиновых кислот является наличие воды в жидким состоянии, атмосферы, магнитного поля (как средства защиты от падающих метеоритов, резких перепадов температур и космического излучения) и биогенов, которые представляют собой макро- и микроэлементы в форме растворимых соединений. Условия окружающей среды менялись много раз в процессе эволюции геосферы, которая представляет собой сложное взаимодействие необратимых процессов (например, глобальное похолодание, гравитационное расслоение недр Земли и т.д.) и циклических процессов различной природы и различного масштаба от земных циклов «от Пангеи до Пангеи» до космических циклов Милановича, и поэтому вектор необратимой эволюции в совместной эволюции биосферы и геосферы задавался последней.

До появления Мирового океана как глобальной системы гомеостаза, предотвращающей миграцию биогенов из гидросферы до достижения их определенной концентрации и обеспечивающей постоянное поступление этих биогенов из мантии, «пленка жизни» не могла начать распространяться на территории, находящиеся за пределами их источников. Жизнь также является гомеостатической системой, но не благодаря глобальности распространения или исключительно высокой буферной емкости, а благодаря высоким скоростям реакций и наличию специальной программы, генома, которая обеспечивает ее индивидуальное развитие (онтогенез) вне зависимости от окружающей среды. По мере зарождения биосферы и ее эволюции от сообщества рибонуклеиновых кислот до экосистем прокариотов доминировали хемотрофные экосистемы, которые были прямо или косвенно (через атмосферу и гидросферу) связаны с геосферными источниками биогенов; при этом такие источники связаны с различными горячими точками вулканической и геотектонической активности (геотермальные воды, «черные курильщики», расположенные вдоль зон спрединга, и т.д.).

Устроенная таким образом биосфера, состоящая из хемотрофных экосистем, представляла собой мозаику, сложенную из отдельных « oasisов жизни». Снижение концентрации метана и увеличение содержания кислорода в атмосфере в процессе эволюции земной биосферы вызвало вымирание хемотрофных экосистем и направило эволюцию биосферы по автотрофному пути. Автотрофный фотосинтез обеспечил биосферу источником энергии, который никоим образом не был связан с геосферой. Вот так биосфера впервые стала независимой от геосферы и получила собственное направление эволюции. В результате «пленка

---

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup> Институт цитологии и генетики (ИЦиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

жизни» биосфера расширилась на все континенты и на пелагиальные и абиссальные зоны океана; появились эукариоты, и к геохимическим циклам развития геосферы добавились биогеохимические, которые вполне сравнимы, но скорее не по массе вовлеченного в процесс материала, а по годовому балансу.

М.М. Довбнич<sup>1</sup>

## **Аномалии геоида и напряженно-деформированное состояние тектоносферы, обусловленное нарушением геоизостазии**

На сегодняшний день можно считать окончательно установленным, что Земля находится в состоянии, близком к состоянию гидростатического равновесия вращающейся неоднородной по радиусу жидкости. Отклонения фигуры планеты от состояния равновесия (геоизостазии) [1] проявляются как в виде аномалий геоида разного порядка, обусловленных неоднородностями тектонической природы внутри планеты, так и в отклонении эквипотенциальной поверхности потенциала силы тяжести под действием вариаций скорости вращения, изменения положения оси вращения в теле Земли, лунно-солнечными приливами и пр. В первом случае информацию о величине отклонений можно получить по данным спутниковых наблюдений и наземным гравиметрическим измерениям; во втором – главным образом путем математического моделирования. Таким образом, в общем случае нарушение равновесия можно рассматривать как функцию координат и времени. Нарушения геоизостазии будет приводить к возникновению напряжений, направленных на выравнивание этих отклонений [2]. Имея данные о величине нарушения геоизостазии в пространстве и времени, можно оценить величины напряжений в тектоносфере, связанные с этими нарушениями.

Цель настоящей работы – анализ структуры и возможной природы аномалий геоида, полученных в результате спутниковых наблюдений и оценка напряженно-деформированного состояния тектоносферы, обусловленного нарушением геоизостазии.

В настоящее время изучение орбит искусственных спутников Земли значительно расширило наши знания об аномалиях геоида, которые, совместно с широким использованием современных геоинформационных технологий и возможностью обмена различного рода геоинформационной между исследовательскими центрами и банками данных через глобальную вычислительную сеть INTERNET, позволяют на более высоком уровне проанализировать структуру и возможные причины отклонения фигуры Земли от состояния гидростатического равновесия, а также воз-

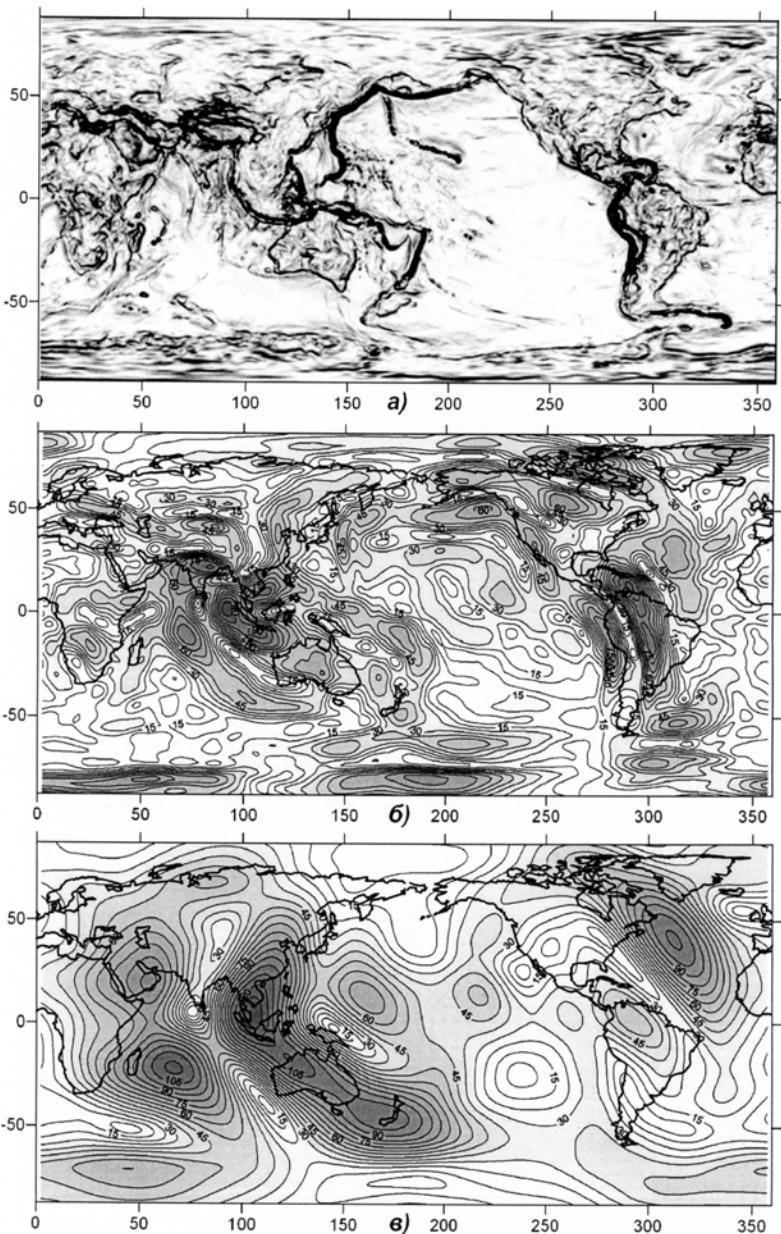
<sup>1</sup> Национальный горный университет, Днепропетровск, Украина

никающие в этом случае напряжения. На сегодняшний день наиболее точной моделью аномалий геоида является модель, получаемая в рамках проекта GRACE. Имеющаяся в свободном доступе база данных аномалий геоида послужила основой для выполнения настоящей работы.

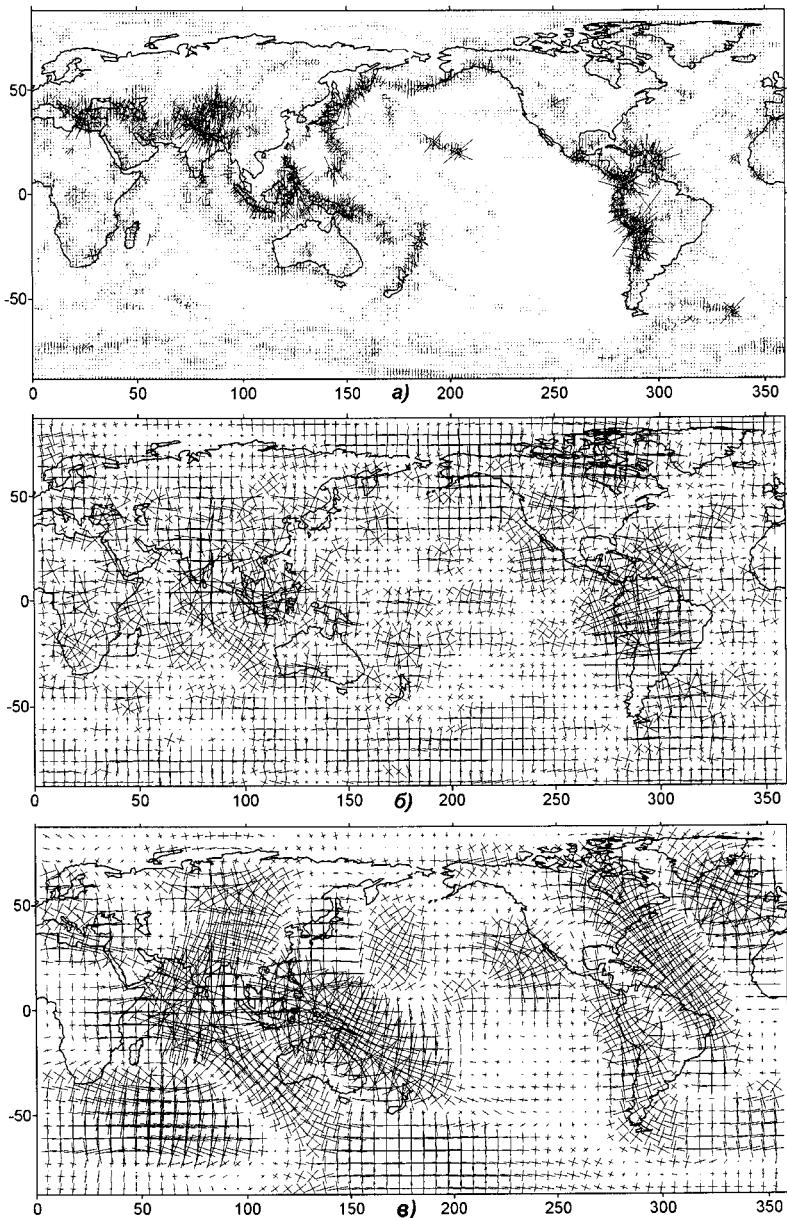
Расчет амплитудного спектра цифровой модели аномалий геоида позволяет сделать заключение: в амплитудном спектре выделяются максимумы для гармоник с периодами, близкими  $40-45^\circ$ ,  $80-90^\circ$  и более  $180^\circ$ . В результате реализованной на основе разности последовательных осреднений полосовой фильтрации были получены три составляющие аномалий геоида с преобладающими периодами, соответствующими максимумам в амплитудном спектре. Полученные составляющие аномалий геоида послужили в качестве исходных данных для расчета тензора напряжений тектоносферы, обусловленных нарушением геоизостазии. При выполнении расчетов тектоносфера была аппроксимирована упругой изотропной сферической оболочкой, для которой в соответствии с основными уравнениями теории пластин и оболочек был сконструирован алгоритм определения элементов тензора напряжений, по заданным на внешней поверхности перемещениям. Предполагалось, что деформации и напряжения вызываются нарушением геоизостазии, которое проявляется в виде отклонений геоида от эллипсоида; в качестве меры нарушения геоизостазии рассматривался вектор смещений поверхности оболочки, ориентированный в направлении компенсации нарушений геоизостазии и имеющий величину, равную степени отклонения геоида от эллипса в направлении нормали. Ниже приведены краткая характеристика и возможная природа *высокочастотной*, *среднечастотной* и *низкочастотной* составляющих аномалий геоида и соответствующих им *локального*, *регионального* и *планетарного* полей напряжений.

**Высокочастотная составляющая аномалий геоида и локальное поле напряжений.** В рисунке аномалий данной составляющей находят отражение основные тектонические элементы земной коры: материки, горные и срединно-океанические хребты, впадины, глубоководные желоба, крупные разломы и т.д., проявляющиеся в высокочастотной составляющей геоида в виде положительных и отрицательных аномалий амплитудой до 10–20 м. Можно предположить, что высокочастотная составляющая аномалий геоида отражает суммарное влияние плотностных неоднородностей земной коры и влияние масс, вызванных рельефом. Соответствующее данной составляющей поле напряжений представлено на рис. 1,а и 2,а.

**Среднечастотная составляющая аномалий геоида и региональное поле напряжений.** Размеры аномалий среднечастотной составляющей аномалий геоида допускают предположение, что источником этих аномалий являются плотностные неоднородности верхней мантии, при этом характерно, что положительные аномалии весьма тесным образом коррелируются с областями повышенной современной тектонической активности Земли. Совместный анализ среднечастотной составляющей аномалий геоида и сейсмотомографической модели верхней мантии, по-



**Рис. 1.** Схема максимальных касательных напряжений в вертикальной плоскости  
а – локальное поле; б – региональное поле; в – планетарное поле



**Рис. 2.** Схема осей действия максимальных горизонтальных напряжений сжатия-растяжения  
а – локальное поле; б – региональное поле; в – планетарное поле

лученной группой исследователей университета штата Колорадо (Center for Imaging the Earth's Interior in the University of Colorado), позволяет сделать заключение: положительным аномалиям среднечастотной составляющей соответствуют аномалии пониженной скорости распространения сейсмических волн в верхней мантии. Следует подчеркнуть, что скоростные аномалии мантии, находящие отражение в среднечастотных аномалиях геоида, отмечаются до глубин 100–150 км, для скоростных срезов больших глубин такая корреляция теряется. Необходимо отметить, что возникает противоречие: аномалиям пониженной скорости должны соответствовать неоднородности с пониженной плотностью, которые должны проявляться в виде отрицательных аномалий геоида, в то время как отмечаются положительные аномалии. Это явление можно объяснить следующим образом: области понижения скорости в верхней мантии можно трактовать как зоны пониженной вязкости мантийного вещества, возникающие при нарушении Р–Т условий в зонах интенсивно нарушенной тектоносферы (действительно, как отмечалось ранее, имеет место их приуроченность к областями повышенной тектонической активности), обладая пониженной вязкостью, мантийное вещество обладает и повышенной проникающей способностью, формируя в вышележащей толще неоднородности повышенной плотности. Соответствующее данной составляющей поле напряжений представлено на рис. 1,б и 2,б.

**Низкочастотная составляющая аномалий геоида и планетарное поле напряжений.** Характер распределения максимумов и минимумов низкочастотной составляющей аномалий геоида никак не связан ни с расположением основных тектонических структур земной коры, ни с областями повышенной тектонической активности. В то же время, в расположении минимумов и максимумов низкочастотной составляющей отмечается определенная закономерность: в двух противоположных квадрантах земной поверхности находятся глобальные минимумы, в двух других – максимумы. Такая картина характерна для деформаций земного эллипсоида при смещении географических полюсов по поверхности Земли [3]. Сопоставление низкочастотной составляющей аномалий геоида с результатами модельных расчетов смещений поверхности земного эллипсоида при изменении положения оси вращения [4] показывает, что их рисунок весьма схож. Имеющие место несовпадения могут быть связаны с неоднородностями в строении Земли, наличием положительных и отрицательных аномалий вязкости вещества планеты и, как следствие, разной скоростью изостатической компенсации и пр. Соответствующее данной составляющей поле напряжений представлено на рис. 1,в и 2,в.

Полученные результаты, по мнению автора, представляют интерес при решении широкого круга теоретических задач физики Земли, геодинамики и геотектоники, так как особенности строения геоида и вызываемые ими напряжения неразрывно связаны с внутренним строением Земли, с процессами, в ней протекающими, с историей возникновения и

развития планеты, а также ряда практических вопросов, в частности, сейсмотектонического районирования.

## Литература

1. Тяпкин К.Ф. Новая ротационная гипотеза структурообразования и геоизостазия // Геофиз. журн. 1980. № 5. С. 40–46.
2. Артемьев М.Е., Дубровский В.А. О связи упругих напряжений в литосфере с нарушениями изостазии // Физика Земли. 1976. № 10. С. 93–97.
3. Тяпкин К.Ф. Физика Земли: Учеб. Киев: Вища шк., 1998. 312 с.
4. 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.

**К.А. Докукина<sup>1</sup>, А.Н. Конилов<sup>1</sup>, А.В. Макарова<sup>2</sup>, В.П. Воронцова<sup>2</sup>**

### **Внутреннее строение и минеральные преобразования базитовых даек Гридинского дайкового поля (Северная Карелия, Беломорский подвижный пояс)**

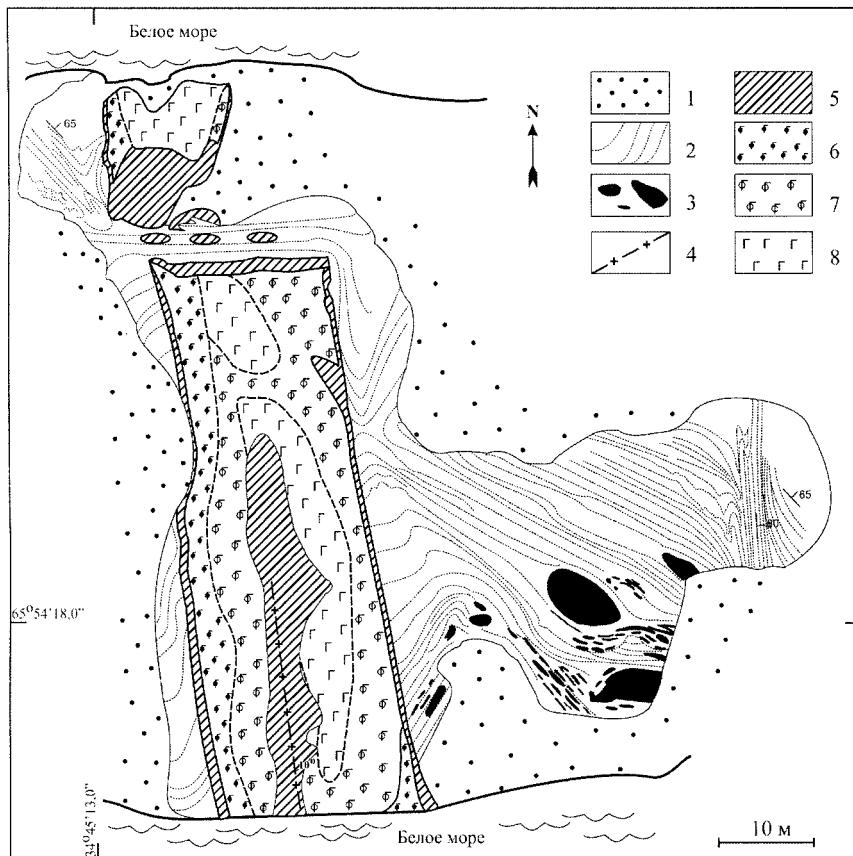
Гридинское дайковое поле находится в пределах Беломорского подвижного пояса около с. Гридино на побережье и прилегающих островах Белого моря. Здесь выделено несколько дискретных групп базитовых даек, относящихся к комплексам лерцолит-габбро-норитов (~2,45 млрд лет) и коронитовых габбро (2,12 млрд лет) [1]. Одни дайковые тела сохраняют облик интрузивных тел и пересекают гнейсовидность и структуры вмещающих пород. Другие дайки при сохранении реликтов секущих гнейсы контактов подверглись значительным деформациям: складчатости, конформной вмещающим гнейсам; будинажу; формированию полосчатости и сопутствующей мигматизации. Крайние степени структурного преобразования даек – это формирование амфиболитовых прослоев из пород даек в зонах интенсивных сдвиговых деформаций.

Результаты наших исследований свидетельствуют о том, что все изученные палеопротерозойские дайки (деформированные и недеформированные), независимо от их валового химического состава, мощности и возрастной принадлежности подверглись последовательным метаморфическим преобразованиям и имеют неоднородное строение, особенно наглядно проявленное в крупных телах (рисунок).

1. В пределах интрузивных тел сохраняются участки с реликтами магматических минералов (ортопироксен, клинопироксен, содержащих ламеллы ильменита и хромистой шпинели). На границе с плагиоклазом реликты магматических пироксенов окружены гранатовыми коронами с включениями кианита и новообразованных пироксенов. Одно из включений клинопироксена имеет необычно высокое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  – 6,2 мас.%

<sup>1</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия



**Рисунок.** Схема внутренней петрологической неоднородности дайки комплекса лерцолит-габбро-норитов о-ва Избная Луда (геологическая схема составлена В.В. Травиным)

1 – четвертичные отложения; 2 – гранито-gneисы; 3 – будины эклогитов и амфиболитов; 4 – пегматитовые жилы; 5–8 породы дайки: 5 – амфиболиты и гранатовые амфиболиты, 6 – гранат-двурироксеновые гранулиты, 7 – симплектитовые эклогиты, 8 – коронитовое габбро

(Jd 34,5 мол.%), указывающее на то, что формирование гранатовых корон с кианитом связано с погружением (увеличением давления свыше 15–16 кбар по жадеит-кварцевому геобарометру [2].

2. Внутри дайковых тел присутствуют участки симплектитовых эклогитов размером от нескольких сантиметров до десятков метров. В них среди диопсид-плагиоклазовых симплектитов с корундом сохраняются реликты омфацита (Jd 53 мол.%). В некоторых образцах колонии Crh-Pt симплектитов содержат равновесный ортопироксен. Это указывает на

начало декомпрессии, повышение температуры и начало преобразований пород в условиях гранулитовой фации. Оценки РТ-параметров по симплектитам соответствуют 13,9–14,8 кбар и 800–810°C.

3. В дайках выявляются участки, сложенные гранат-двутироксеновыми гранулитами, РТпараметры формирования которых соответствуют  $13\pm0,9$  кбар и  $770\pm23$ °C.

4. Вдоль контактов даек с вмещающими гнейсами, а также в пересекающих дайковые тела линейных зонах, приуроченных к пегматитовым жилам, формируются амфиболиты, фиксирующие завершающий этап метаморфической эволюции. РТ параметры амфиболитов и контактирующих с ними кислых гнейсов примерно соответствуют 7,9–9,6 кбар и 530–700°C.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-65012, 06-05-65237).

### Литература

1. Степанов В.С., Степанова А.В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения: Материалы конференции. Петрозаводск: Ин-т геол. КарНЦ РАН, 2005. С. 285–288.
2. Holland T.J.B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200°C // Amer. Miner. 1980. V.65, №.1. P. 129–134.

---

Э.А. Еганов<sup>1</sup>, В.И. Молчанов<sup>1</sup>, В.В. Параев<sup>2</sup>

## Космическая предопределённость становления планеты и развития земного вещества

Исходные положения предлагаемой концепции следующие.

1. *Земное вещество могло возникнуть только из элементов окружающего мира*, а его развитие, отраженное в геологических преобразованиях, – это следствие единого космического механизма. Такой принцип взаимосвязи отвечает онтологическим законам единства мира и множественности форм его существования [1].

2. Последовательность проявления форм существования и упорядоченности земного вещества отражает тренд его развития во времени. Масштабность их проявления в пространстве и продолжительность во времени (частота их смены) обосабливают различного ранга мегахроны (ритмы, фазы, этапы, эпохи), которые отражают *дискретность* эволюции. Сочетание и формы существования земного вещества в каждый конкретный отрезок времени (мегахрон) в силу причинно-следственной обусловленности предопределены предыдущим ходом развития и проявляются *скачкообразно*.

---

<sup>1</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

3. В вопросах о становлении и эволюции Земли приоритет отдается водороду по трем главным причинам. Во-первых, водород – самый распространенный элемент Вселенной. Во-вторых, водород по своим энергетическим свойствам резко выделяется среди других элементов: в производстве и переносе энергии ему нет равных. В-третьих, водород (по атомному содержанию) – доминирующий элемент Земли и, наряду с кислородом, углеродом, азотом, – важнейший элемент живой природы как составной части единого земного вещества.

4. На допланетной стадии в составе врачающегося газопылевого сгущения водород (как наиболее легкая составная его часть), подчиняясь центробежно-инерционным силам, должен сконцентрироваться в центральных его областях. Сам механизм конденсации космического вещества обусловлен гравитационным взаимодействием и по своей природе универсален. Это относится и к протопланетному сгущению. Его масштаб и сила определяются массой исходного газопылевого облака. Пока давление во внутренних частях формирующегося сферида не уравновешивает силы тяготения, «шар» непрерывно сжимается. Наконец, наступает момент, когда сила давления вещества в его недрах уравновесит силу сжатия. Этот радиус и определяет «стартовый» размер рождающейся планеты.

5. При аккреции и сжатии формирующегося сферида главный компонент газовой смеси – водород в условиях сверхвысокого давления может перейти в состояние сверхплотного протонного газа или находится в форме металлического водорода. Вероятно, одна из этих форм водорода и стала исходной в формировании ядра планеты. Отказ от идеи железного ядра изменяет концептуальные основы глубинной геодинамики. От железного ядра нельзя взять никакой энергии, а именно оно иногда рассматривается в качестве источника энергонапряженных плюмов, несущих глубинную энергию в земную кору. Водородное же ядро может быть источником энергии, и плюмы при этом приобретают конкретное вещественно-энергетическое обоснование.

6. Протопланетное сгущение, состоящее из оксидов, гидридов, нитридов, карбидов, сульфидов, представляет собой взрывоопасную смесь. Но взрыва не произошло. Очевидно, сгущение проходило при температуре открытого космоса, близкой к абсолютному нулю и, вероятно, в среде жидкого водорода. Силы гравитации отделили оксиды от гидридов, нитридов, карбидов, сульфидов. Жидкий водород здесь сыграл роль среды и терморегулятора. Испарение жидкого водорода препятствовало разогреву и подавляло химические реакции [2].

7. Аккреция – экзотермический процесс, как и минералообразование. Поэтому протовещество Земли могло быть расплавлено и от тепла минералообразования. Следовательно, полное расплавление (или зонная плавка, по А.П. Виноградову) в принципе возможно. Все зависит от темпов испарения водорода. Такой подход как бы примиряет антагонизм двух концепций образования: «холодной» или «горячей» Земли.

8. Геохимическая последовательность преобразования земного вещества отчетливей проявляется на фоне смены эпохальных форм водорода от *гидридного* через *аминный* и *свободный* до *окисленного*. Подробно этот вопрос освещён в работах [1, 3]. Главные его выводы сведены здесь в таблицу.

### **Эволюционный ряд становления и развития земного вещества**

Стадии (млн лет)	Основные события	Вещественно-энергетическое обеспечение	Роль водорода – одного из главных энергоносителей не обратимых процессов
5000 Азой- ский	Разделение двух главных направлений в развитии вещества Земли: 1) формирование царства минералов, 2) формирование царства органических соединений. Появление и накопление воды	Тотальное воздействие силового поля Солнечной системы. Прежде всего – изменения в деятельности самого Солнца, а также резонансный эффект от гравитационных воздействий Солнца, Луны и других планет	<i>Время гидридного водорода (<math>H^-</math>)</i> . Гидриды – среда и главные реагенты абиогенного органического синтеза. Гидридный водород – донор электронов
4000 Эзой- ский	Структурирование органических веществ на принципе клеточного строения, мембранных обособления и метаболизма	Дифференциация и сегрегация вещества, синтез минералов	<i>Время аминного водорода (<math>NH_2</math>)</i> . Синтез аминокислот и белковых тел
3000 Архео- зой- ский	Появление живого вещества с элементами самовоспроизводства.	Круговорот минерального и органического вещества формирующихся геосфер выдвигается в ряд движущих сил планетарных процессов	<i>Время свободного водорода (<math>H_2^0</math>)</i> Водород – основа жизни. Основные функции живого вещества – потребление абиогенно синтезированной органики при водородном дыхании, автотрофном и фотохимическом усвоении $CO_2$ при окислении водорода
2000 Проте- розой- ский	Формирование биосферы. Ход эволюции смещается в область взаимодействия живого и косного вещества Земли и выражается в преобразовании ее оболочек как самостоятельных термодинамических систем. Начало образования окислительной кислородно-азотной атмосферы	Биосфера как трансформатор солнечной энергии во взаимодействии геосфер становится глобальным фактором геологических процессов	
1000 Фане- розой- ский	Дальнейшая дифференциация и организация минерального и органического вещества геосфер. Становление гранитного слоя как результат былых биосфер. Появление разума с элементами самосознания. Формирование ноосфера	Ноосфера через деятельность человека становится геологическим фактором в преобразовании лика Земли (техносфера)	<i>Время окисленного водорода (<math>H^+</math>)</i> . Свободный водород как донор электрона уступает своё место воде. Мобилизация водорода воды в органическом синтезе – причина накопления кислорода в атмосфере

9. Этап аминного водорода поясняет вопрос об азоте как важном элементе белка, характеризует дебиогенное развитие органического мира и т.д. Эволюция биосферы – есть борьба за водород: *гидридный* – свободно используется в органическом синтезе, *аминный* – прямо входит в органический синтез, *свободный* водород легко используется при фотосинтезе, *связанный* ( $H_2S$  или  $NH_2$ ) – охотно усваивается организмами. Окисленный же водород с трудом уже отбирается у воды. С этим способом мобилизации водорода связан выброс кислорода в атмосферу и коренной перелом в органическом мире: появление аэробной жизни.

10. Космическая предопределённость становления Земли (как планеты жизни) обусловлена, прежде всего, её зависимостью от Солнца. (1) Функциональное взаимодействие геосфер (экзогенные преобразования атмо-, био-, гидро- и литосферы) целиком базируется на энергии Солнца (на 2/3 состоящее из водорода), являющегося одним из главных источников энергии земных процессов. (2) Солнечный свет как активный окислитель влияет на тренд развития земного вещества преимущественно через последовательное окисление водорода. (3) Получая солнечную энергию, Земля развивается как материальная система в сторону увеличения запаса своей внутренней энергии и ее качественного развития. Появление жизни и разума есть стадии этого развития. (4) Солнце для Земли выполняет еще одну важную функцию – *защитную*. Оно силой гравитации удерживает Землю, не давая ей улететь в бездну мирового пространства с набором смертоносных излучений и космического холода. А различного типа физические поля, создаваемые Солнцем, подобно многослойным защитным оболочкам (как в коконе) оберегают планету от пагубного воздействия внешнего космоса. (5) Масса Земли соответствует условиям диссипации водорода, что позволяет определить Землю как тепловую машину, называемую «Гея».

11. Попытки представить геологические процессы как работу машины «Гея» не были полными. Как всякая тепловая машина, «Гея» состоит из следующих обязательных элементов. Солнце – *топка*, где сгорает водород; Земля – *котел*, где водород и его производные приобретают высокий потенциал; геологические процессы – *работа машины*, космос – *холодильник*, куда сбрасывается отработавшее рабочее тело, т.е. водород – *рабочее тело* (как пар или вода). Солнце повышает энергетический потенциал водорода – рабочего тела. При этом водород (или его производные: вода, пар, органическое вещество) совершают работу и ускользают в «холодильник». Поток его энергоносителя – суть работы «Геи». Температурный перепад в «Геи» (от температуры Солнца к температуре космоса) – это энергетическая основа всех земных процессов.

Таким образом, история планеты от ее зарождения и вся дальнейшая эволюция земного вещества (включая живое) по вещественно-энергетическому обеспечению принадлежит, во-первых, единому космическому механизму, во-вторых, входит в единый причинно-следственный ряд развития Вселенной, где водород играет определяющую роль.

## **Литература**

1. *Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А.* Онтологические принципы эволюции земного вещества // Философия науки. Новосибирск: Ин-т философии и права, 2005. № 1 (24). С. 117–131.
2. *Молчанов В.И., Параев В.В., Осипов С.Л., Лагутин Ю.И.* Водород Земли. Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1994. 67 с.
3. *Молчанов В.И., Параев В.В.* Переломные рубежи в истории развития земного вещества и определяющие их геобиологические факторы // Вестн. ОНЗ РАН. 2003. № 1 (21)
4. URL: [http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dggms/1-2003/scpub-1.pdf](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggms/1-2003/scpub-1.pdf)

**В.А. Епифанов<sup>1</sup>**

## **Метроном планеты Земля – геогалактические пульсации**

Общий ход геогенеза регламентируется закономерным чередованием во времени глобальных геодинамических обстановок. Иногда эти понятия определены в именных циклах (например, циклы Вильсона, Бертрана, Штиле и др. [1,2]), начало, длительность и периодичность которых, однако, не вполне определены. При этом издавна существуют представления о фазах складчатости, эпохах и циклах тектогенеза и т.д. [3], длительность которых также не имеет ясного числового обозначения.

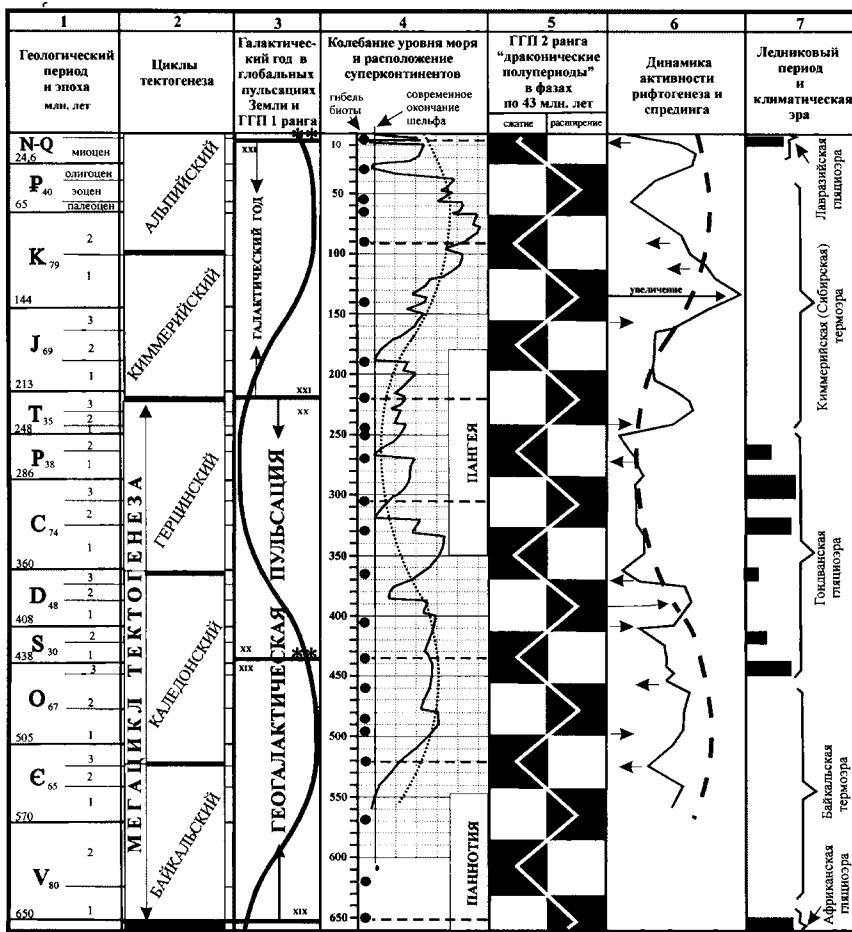
По мнению автора, увязка и соотнесение между собой этих понятий без численного их выражения является трудноразрешимой проблемой, способной вызвать серьезные научные споры и надолго затянуть решение фундаментальных вопросов геодинамики и тектоники.

Поскольку Земля является космическим телом, существующим с другими на протяжении миллиардов земных лет, а ее развитие (и геологическая летопись) фиксирует результаты разнообразных космогенных воздействий, то в качестве варианта решения означенной проблемы предлагается рассмотреть модель геогенеза в рамках геогалактических пульсаций (ГГП). Эти пульсации выделены автором [4, 5] на основе анализа обобщающих работ отечественных исследователей [6–9 и др.] и графически отображены в таблице.

Построения выполнены на весь эон фанерозоя и венд и выдержаны в едином хронографическом масштабе. Характерно, что кривая глобального изменения уровня моря является почти точной копией синусоиды глобальной пульсации Земли. Верификация этих кривых может быть осуществлена по рис. 2 из: [6] (уровень моря, по Р. Вейлу и др.) и по кривой 1 из рис. 1 из: [8]. Последняя представляет собой динамику активности рифтогенеза и спрединга, что отражает изменения интенсивности процессов растяжения земной коры. Периоды минимальной и максимальной активности растяжения могут быть приняты за обстановки сжатия и расширения Земли, в пользу чего свидетельствует следующее.

<sup>1</sup> Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (ФГУП «СНИИГГиМС»), Новосибирск, Россия

## Глобальные геогалактические пульсации (модель)



Выполненные Н.Е. Мартъяновым расчеты показали, что современный радиус Земли увеличен на 1/6 относительно своего минимального размера. Со ссылкой на Д. Ван Хильтена отмечается, что средний радиус в карбоне составлял 5525 км, в перми он уменьшился до 4822 км, а далее происходило увеличение – в триасе до 5300 км и в мелу до 6027 км [10]. Эти изменения среднего радиуса планеты отражают тенденцию, которая хорошо согласуется с нашими табличными построениями кривой геогалактической пульсации, – к перми планета была максимально сжата, а позднее, вплоть до кайнозоя, происходило расширение.

В позднепалеозойский этап геогенеза в условиях глобального сжатия планеты закрывались геосинклинали, испытывали блоковое воздымание

и смыкались «мелкие» континенты, и при максимальной регрессии Мирового океана сформировалась Пангея. В условиях геократической обстановки развилось мощное пермо-карбоновое оледенение, которому в начале фазы сжатия предшествовали среднепалеозойские ледниковые периоды (Гондванская гляциоэра). Последующее глобальное расширение (мезозой) привело к образованию континентальных и океанических рифтов. Суперконтинент раздробился на части, и процессы спрединга развели их в стороны друг от друга. Площадь океанов увеличилась, и на планете установился талассократический режим с теплым влажным климатом (Киммерийская термоэра). К кайнозою расширение достигло максимума, и с неогена уже началось новое глобальное сжатие, о чем свидетельствуют Аттический орогенез и Четвертичное оледенение, обозначившее начало формирования Лавразийской гляциоэры.

Отчетливая и закономерная приуроченность климатических эр к определенным отрезкам кривой ГГП, так же, как и размещение суперконтинентов, свидетельствует о пульсационном характере изменения условий среды и лика Земли. Волновая природа материального мира отображается в антиподальности строения земной коры, инверсии магнитных полюсов, попеременной активизации Северного и Южного полуширь, чередовании напряжений растяжения и сжатия и т.д. Графически волна отображается синусоидой.

Определяемая на этой кривой длительность одной ГГП составляет 432 млн лет, что равно двум сидерическим галактическим годам длительностью по 216 млн лет и 10 «драконическим полупериодам» (по 43,2 млн лет) – ритмам пересечения плоскости Галактики при вращении Солнечной системы на галактической орбите. В первый галактический год глобальной пульсации Земля испытывает расширение (нечетный год), а в следующий – сжатие. Фазы расширения начинались на рубеже рифея-венда (654 млн лет) и в позднем триасе (222 млн лет). Внутри ГГП начало фаз глобального сжатия фиксируется рубежом ордовик–силур (438 млн лет) и «мессинским кризисом» миоцене (6 млн лет назад).

Эти рубежи отмечаются биотическими катастрофами. Все эпизоды массовой гибели органического мира [5] находятся в определенных хронологических взаимоотношениях. Из них одна часть подчиняется шагу ГГП (около 430 млн лет) ~ 5 и 435 млн лет, 30 и 460, 55 и 485, 65 и 495, 90 и 520 и т.д. Другая часть имеет шаг около 85 млн лет, что соответствует длительности полного «драконического периода» – это пары 5 и 90, 435 и 520 (времена максимальных «драконических» сжатий при расширенном состоянии планеты), а также 220 и 305 (локальные расширения в условиях глобального сжатия).

Отметим, что хорошая корреляция «драконических полупериодов» со временем образования и разрушения Пангеи и с ломаной кривой рифтогенеза и спрединга позволяет связывать их с fazами локальных расширений и сжатий планеты, а весь «драконический период», длительностью 86,4 млн лет, определить как *полную пульсацию*, назвав ее

геогалактической пульсацией 2-го ранга (ГГП 2-го ранга). В столбце 5 таблицы она соответствует одному черному и одному белому вертикальным квадратам. Пульсацию же Земли длительностью 432 млн лет следует определить как ГГП 1 ранга.

Сопоставление ГГП 1-го ранга с известными циклами тектогенеза позволяет отметить, что в венд-палеозойскую глобальную пульсацию укладываются герцинский, каледонский и байкальский циклы средней длительностью по 144 млн лет. Как отмечалось ранее [3], характер и интенсивность проявления складчатых деформаций хорошо согласуются с глобальными геодинамическими обстановками развития герцинид (условия максимального сжатия) и каледонид (эпохи орогенеза протекали на фоне общепланетного расширения). На кривой пульсации 1-го ранга аналогом каледонского является альпийский цикл, до завершения которого остается менее 50 млн лет. За ним должен последовать цикл тектогенеза, который по масштабу проявления и интенсивности дислокаций сопоставим с герцинским циклом.

Однако более важное прогностическое значение имеют ГГП 2-го ранга. Мы полагаем, что с экстремальными точками кривой этих пульсаций связаны выделенные Г. Штилле эпохи орогенеза. Оценивая такую связь, необходимо учитывать, что «драконические» пульсации накладываются на более крупные и поэтому, в случае резонанса напряжений, складчатые дислокации проявляются длительно, интенсивно и широкомасштабно, а в противофазе – незначительно и локально. В «узловых» точках ГГП 1-го ранга орогенные эпохи фиксируются всегда отчетливо. В рамках венд-палеозойской и мезозойской пульсаций начала фаз расширения совпадали с Байкальской и Раннекиммерийской орогенными эпохами. Начала же фаз глобальных сжатий связываются с Таконской и Аттической эпохами, сопоставление которых может содействовать тектоническому прогнозированию близкого будущего.

Таким образом, в ходе развития Земли и в преобразованиях ее оболочек выявляется важная роль ГГП с периодичностью проявления 432 и 86,4 млн лет. В рамках пульсаций закономерно вписываются основные циклы и эпохи тектогенеза, в связи с чем предлагается в геотектонике использовать термин *геогалактические пульсации*.

## Литература

1. Хайн В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 190 с.
2. Баренбаум А.А., Хайн В.Е., Ясаманов Н.А. Крупномасштабные тектонические циклы: интерпретация с позиций галактической концепции // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2004. № 3. С. 3–16.
3. Геологический словарь. М.: Недра. 1973. Т.2. 455 с.
4. Епифанов В.А. Геогалактические пульсации – ритмы глобальной геодинамики // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере: Материалы Одинадцатой Междунар. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 107–109.
5. Епифанов В.А. Космическая гармония пульсирующей Земли // Наука. Промышленность. Оборона: Труды Всерос. науч.-техн. конф. НГТУ. Новосибирск, 2006. С. 151–155.

6. Астафьев-Урбайтис К.А., Ясманов Н.А. Биотические катастрофы на галактической орбите Земли. // Докл. РАН. 1993. Т. 332, № 6. С. 752–754.
7. Афанасьев С.Л. Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. М: Недра, 1987. 144 с.
8. Хайн В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 40–63.
9. Чумаков Н.М. Проблема теплой биосферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 3–14.
10. Мартыянов Н.Е. Размышления о пульсациях Земли. Красноярск: КНИИГиМС, 2003. 272 с.

В.А. Ермаков<sup>1</sup>

## Вероятная эволюция тектонических процессов в связи с тепловой историей Земли

1. Геолого-петрологические данные о ранней истории Земли, полученные в последние годы, изменили господствовавшее представление о ранней базит-габбро-анортозитовой коре, якобы отражающей лунную стадию развития Земли. Первичная кора имела среднекислый состав тоналит-трондьемит-гранодиоритов (ТТГ-комплекс); его наиболее древние породы имеют возраст 4,2–4,4 млрд лет. Породы и комплексы мафитового состава, относящиеся к зеленокаменным поясам, офиолитам, траппам, крупным стратиформным массивам основного состава, оказываются более молодыми. Наблюдается повсеместное налегание пород зеленокаменных поясов на комплексы протосиали, часто с конгломератами. По изотопным геохимическим данным ранние коматиты и базальты уже содержат примесь протосиали (до 30%). ТТГ-комплекс можно отнести к доархею и раннему архею, а мафитовые комплексы – к позднему архею–протерозою. Дж.Саттон, Н.П. Щербак выделяют не менее трех генераций зеленокаменных поясов в течение 3,5–2,5 млрд лет. Ю.А. Балашов и В.Н. Глазнев (2003) выделяют пять длительных периодов магматизма, разделенных минимумами активности: (1) 4,4–3,2 млрд лет, (2) 3,2–2,25 млрд лет, (3) 2,25–1,4 млрд лет, (4) 1,4–0,85 млрд лет, (5) – менее 0,85 млрд лет. Первый включает датировки, связанные преимущественно с ТТГ-комплексом, три последующих, относящихся к позднему архею–протерозою, включают все разообразие пород, но в основном большие объемы базитов и ультрабазитов. Есть основания говорить о максимуме проявления базит-ультрабазитового магматизма в период 1,9–2,7 млрд лет. Установлены и другие интересные особенности эволюции магматических процессов, свидетельствующие, во-первых, о некоторых необратимых эволюционных процессах в истории Земли, во-вторых, о том, что сиалическая кора появилась на самой ранней стадии, вслед за коротким периодом аккреции протопланетного вещества. Важнейший вопрос о том, как это произошло, остается открытым.

<sup>1</sup> Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

2. Нами высказана идея об образовании протосиала в процессе конвекции нагретого первичного расплавленного «океана» в ячейках Бенара [1,2]. В расчете на массу хондритовой мантии, затронутую этим процессом, в оболочке мощностью ~400 км содержалось до 0,35 вес.% летучих (воды); отсюда следует, что частичный расплав содержал не менее 5% летучих. Поверхность Земли в это время была близка к температуре кипения пневматолитового раствора, возможно и выше, до 700°C. ТТГ-комплекс образовывался как многократно выведенная и аккумулированная на поверхности интерстициональная магматическая жидкость низкой вязкости. При формировании протокоры произошла флюидная очистка первичного вещества от литофильных и легколетучих элементов. Первые ядра протосиала, которые потом дорастали до платформ или плит, появились над областями падающей конвекции за счет стяжения сюда магматических материалов. Деформации этого времени были связаны с течением и накоплением подвижного материала; основные поверхностные формы создавались вулканическим и импактным процессами, а движущей силой перемещения осадочного материала были вихревые (эоловые) процессы. Лишь к концу этого периода, вероятно, появились обширные морские бассейны. Главное свойство ячеек Бенара – быстрый сброс тепла в слое, затронутом конвекцией. Следовательно, к концу периода должно было последовать сильное охлаждение верхнего слоя мантии. Этот слой после выделения сиала стал деплетированным и бесплодным в отношении низкотемпературных магматических расплавов. Наоборот, протосиаль содержит весь запас литофильных и некогерентных элементов, но они в нем присутствуют в рассеянном состоянии. Это связано с тем, что конвекция не обладает механизмами концентрирования отдельных компонентов вещества, типичными для магматического и метасоматического процессов (при формировании месторождений). Период образования протосиала можно было бы характеризовать как *период магматотектоники* и сильнейшей диссипации внутреннего тепла Земли. В этот период сформировались первичные атмосфера и гидросфера.

3. Второй рецидив глобального охлаждения связан с мощным всплеском базит-ультрабазитового магматизма конца архея – раннего протерозоя. Заметная роль коматитов указывает на то, что в этот период в магмообразовании были задействованы глубокие уровни протомантии. Необходимый новый источник тепла мы связываем с обособлением в этот период земного ядра. Об этом свидетельствуют данные по палеонапряженности магнитного поля (В.В. Щербакова и др., 2005 г.). По расчетам этот процесс способен поднять температуру мантии на 2000°C (А.Э Рингвуд, О.Г. Сорохтин)<sup>1</sup>. В протерозое произошло наращивание сиалической коры симой как за счет интрузивного и вулканического процессов, так и за счет андерплейтинга, т.е. подкорового подсл�ивания. Магматизм этого времени, сильно прогревая кору, способствовал проявлению процессов

<sup>1</sup> Мнение А.Э. Рингвуда в настоящее время оспаривается (Э.Н. Галимов, А. Б. Макалкин и др.)

гранитизации, массовой инверсии протосиала, деформации и перемешиванию его с симой и формированию зональных зеленокаменных структур с гранитоидными ядрами (ГЗО). Механизм глубоких деформаций, по-видимому, близок к тому, который описан В.В. Эзом. При таком толковании тектономагматических процессов у нас нет необходимости привлекать теорию геосинклиналей и складчатости к образованию кристаллического фундамента платформ; этот фундамент сформирован за счет обмена местом, течения и перемешивания геологических материалов.

Можно согласиться с распространенным мнением, что в позднем архее–протерозое на Земле происходит экспансия плюмов. Большие теплопотери Земли в этот период были связаны с переносом тепла магмой. Тектонику этого времени можно характеризовать как *плюмтектонику*. Ее основные результаты выражались в формировании обширных куполов, крупных аккумулятивных (вулканических) структур типа плато или траппов; не исключено существование огромных щитовых вулканов. На поверхности господствовали процессы растяжения и рифтообразования.

4. К концу протерозоя сформирована консолидированная кора. Образование сплошной коры континентов имеет решающее значение для последующей эволюции Земли, ее остывания и тектономагматической активности. Коры, образованная в фанерозое, связана преимущественно с накоплением базальтов в глубоких прогибах. Хотя объемы этих базальтов значительны, они не идут ни в какое сравнение с количеством накопленных осадков, т.е. в целом в синхронных прогибах шла переработка старой коры (по данным А.Б. Ронова). Островные дуги, которые в концепции тектоники плит являются главными «фабриками» производства континентальной коры, по нашим данным, наоборот, относятся к структурам океанизации [3]. Вулканизм спрединговых хребтов также не дает прямого вклада в образование континентальной коры, поскольку, согласно теории, океаническая кора поглощается в зонах субдукции или захлопывается при коллизии.

В фанерозое интенсивные процессы проявляются локально в структурах типа геосинклиналей, впадин, рифтов или орогенов, – по сути, в расколах плит, шовных глубинных зонах, подвижных поясах, которые разделили панцирь коры на наблюдаемые ныне платформы. Эти подвижные линеаменты формировались, начиная с позднего рифея, и остаются постоянными в течение сотен миллионов лет, например, Уральский или Средиземноморский пояса. Вполне закономерное расположение зон тектономагматической активности не было прямо связано с положением энергетических источников, как об этом можно судить по расположению крупнейших проявлений траппов, а обусловлено скорее внешними причинами, в частности, особенностями вращения Земли. Фанерозой, по-видимому, соответствует периоду *блоковой или плитной тектоники*.

Локализация тепловых потоков этого периода в подвижных областях указывает как на наличие экранов (коры), разделяющих движение потоков, так и на истощение внутренних энергетических источников. Именно поэтому платформы оказались относительно стабильными структу-

рами. Ритмическое оседание платформ и формирование над ними осадочного чехла в течение фанерозоя может быть связано как с постепенным охлаждением их магматической подстилки (при андерплейтинге), так и с глобальным охлаждением Земли. Первое – менее вероятно, так как области траппов обычно сохраняют высокий гипсометрический уровень. Мощности осадочного чехла платформ, вероятно, являются наиболее объективным показателем общего сжатия в фанерозое.

Складчатые пояса несут информацию о повторяющихся циклах деформаций растяжения – сжатия. Геосинклинали, образующиеся при растяжении, могут рассматриваться как феномен мощнейших компенсированных накоплений осадков в условиях обширных равнинных областей сноса. Примечательно, что формирование складчатых поясов с момента их заложения происходит с неоднократным повторением, в несколько циклов. Растяжение, очевидно, отражает *накопление и сброс* больших количеств тепла (с продуктами вулканизма) в этих подвижных зонах, а сжатие и складчатость оказываются следствием *последующего остывания*. Движущие силы при этом определяются не только внутренним потенциалом, но и колебательными перемещениями соседних платформ. Кроме общего сжатия, можно предположить действие и наведенного сжатия, когда деформации складчатого пояса определяются стягиванием смежных участков платформ в пояс охлаждения.

5. Названные изменения тектонических процессов в истории Земли являются следствием ее глубоких вещественных, структурных и тепловых преобразований. В целом, Земля отдает тепло и легколетучие компоненты; ее субстрат фракционирует, охлаждается и уплотняется. Однако этот процесс прерывистый и вариабильный. Выделение тепла имеет вид сложной гармоники с чередованием эпох его потери и накопления. Уплотнение и изменение вещественного состава верхней мантии Земли в период магмотектоники наступили вследствие и после разогрева этой оболочки и выделения из нее легкоплавкой фракции. Последующая локализация ядра, т.е. процесс уплотнения в период пломтектоники, вызвал разогрев нижней мантии и соответствующие тектонические деформации верхних слоев. За этим неизбежно следует охлаждение. Появление слоя означает факт закончившейся теплопотери. Этот процесс теплопотерь смещается сверху вниз. Можно предположить, что в ранний период развития Земли (после акреции) тепло выделялось преимущественно конвективным путем, затем в период пломтектоники действовали механизмы как конвективного, так и кондуктивного выноса тепла, хотя главным теплоносителем была мagma; в фанерозое главные потери тепла связаны с его кондуктивным выносом. Последнее подтверждается и современными наблюдениями (Я.Б. Смирнов, 1980 г.). Степень открытости Земли как термодинамической системы меняется в сторону большего термодинамического равновесия.

Происходят одновременная тепловая и плотностная дифференциация Земли и обмен местом ее вещества, – легкоплавкие и летучие части транспортируются в кору и в атмосферу. Флуктуации разуплотнения

выражаются в локальном или общем, но временном растяжении, однако, в целом, после схлопывания и вследствие остывания, должно происходить уплотнение мантии и ядра Земли, следовательно, и некоторое сокращение ее радиуса. Мы находим таким образом причины проявления и чередования различных деформаций или пульсаций в фанерозойской истории Земли (согласно с гипотезой Е.Е. Милановского<sup>1</sup>).

В настоящее время трудно сделать хотя бы приблизительные подсчеты изменения радиуса Земли; возможно, что они незначительные, поскольку уплотнение внутренних сфер компенсируется образованием «рыхлой» верхней оболочки. Возможно, что мощность коры и есть критерий сокращения радиуса Земли. Действительно, как отмечено выше, первичная поверхность Мохо образована в самый ранний период и представляет собой поверхность деплетированной Земли (под корой), освободившейся от летучих.

6. На протяжении почти всей своей истории процесс развития Земли имел эволюционный неповторяющийся характер. Процессы селективного плавления (при конвекции), затем масштабного магмообразования и дифференциации, которые на протяжении более 3 млрд.л., до фанерозоя, обезвоживали первичное вещество Земли, не оставляют нам никаких иллюзий относительно содержания воды в современной мантии. Мантия сухая; в магматических расплавах более позднего времени образование воды существенным образом связано с эволюцией протокоры и ранней гидросфера.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ-6.

### Литература

1. Ермаков В.А. Качественная модель образования протокоры Земли // Тектоника и геофизика литосферы: В 2. М.: ГЕОС, 2002. С. 192–196 (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т.1).
2. Гарагаш И.А., Ермаков В.А. Вероятная геодинамическая модель ранней Земли // Докл. РАН. 2004. Т. 394, №2. С. 247–251.
3. Ермаков В.А. Островные дуги и их роль в эволюции континентальной окраины // Вулканология и сейсмология. 2005. №5. С. 3–18.

---

**А.В. Жабин<sup>2</sup>**

## Ультрадисперсные модификации минеральных фаз как индикаторы катастрофических событий в истории Земли

В геологической истории Земли насчитывается не менее шести глобальных катастрофических событий. Основным признаком их выделения является отмечаемое в отложениях всего мира исчезновение в осадках не только отдельных видов, но и таксонов более высоких порядков,

---

<sup>1</sup> Необходимо заметить, что в пульсационной гипотезе Е.Е. Милановский постулирует преобладающее расширение, а не сжатие, как в нашей гипотезе.

<sup>2</sup> Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

до царств включительно. Разумеется, эти события проявлялись по-разному и степень изученности их также различна. О вымирании в конце мелового периода динозавров сейчас знает каждый ребенок, а о массовой гибели в раннем кембрии археоцита известно только специалистам, хотя эти организмы намного превосходили ящеров как по видовому составу, так и по численности. В свою очередь, событие на рубеже перми и триаса, когда с лица Земли исчезло свыше 90% всего живого, по своим масштабам значительно превосходит таковое в конце мезозоя.

О причинах столь грандиозных бедствий выдвигаются многочисленные гипотезы, авторы которых пытаются объяснить подобные катастрофы на основе тектонических или импактных процессов. Но все они основаны на предположениях, а не на реальных природных явлениях и физических законах. Выдвигаются и вовсе экзотические версии, самой ранней из которых можно считать библейский Всемирный потоп, хотя и там, наверняка, есть доля истины. Многочисленность гипотез лишний раз говорит о том, что на данный момент не найдены критерии, могущие однозначно дать ответы на все поставленные вопросы.

Но наряду с глобальными, наверняка имели место катастрофические события, происходившие в отдельных регионах, областях и локальных территориях континентов и океанов. Вероятно, далеко не всегда дело доходило до массовой гибели подавляющей части всего живого. Многие виды просто покидали эти места.

В то же время, по нашему мнению, любая катастрофа каким-то образом должна отразиться и в геологической летописи. Поэтому поиск непалеонтологических признаков кризисных явлений (литологических, петрографических, геохимических, минералогических и др.) является актуальной задачей, тем более что органические остатки в общем-то редки, а в отложениях всего мира достаточно толщ мощностью до сотен метров, где они вообще отсутствуют.

В последнее десятилетие прошлого века в науку прочно вошли и завоевывают все более сильные позиции понятия о наномерных состояниях вещества. Считается [1], хотя и с известной долей условности, что частица, имеющая размеры хотя бы в одном измерении меньше 100 нм, обладает совершенно иными свойствами, чем ее более крупный аналог. При этом изменяются все физические характеристики: температуры плавления и испарения, электропроводность, прочностные свойства и т. п. Надо полагать, это должно приводить и к некоторым, вероятно, достаточно существенным, различиям в результатах при физических методах исследования вещества.

Давно замечено [2], что дифракционные картины при рентгеновском анализе кристаллических объектов несколько разнятся в зависимости от размеров слагающих их первичных частиц. В первую очередь эти изменения выражаются в расширении рефлексов. Затем у части из них начинают уменьшаться уровни интенсивностей, до полного исчезновения отражений. В литературе [3] встречаются упоминания об изменении

значений рефлексов, хотя, как нам представляется, никто и не пытался связывать это обстоятельство с размерами частиц.

По нашим сведениям [4], изменения в характере дифракционной картины при рентгеновском анализе минералов начинаются с определенных, достаточно дисперсных размеров частиц. В данном случае речь пойдет о кварце как наиболее изученном нами объекте. Обломок кристалла горного хрусталия (наиболее чистая разновидность этого минерала) подвергался разрушению с помощью ультразвукового диспергатора. При проведении эксперимента складывается следующая ситуация. В начале процесса изменения на дифрактограммах проявляются в небольшом расширении всех рефлексов и слиянии триады отражений со значениями  $d=0,1382$ ;  $0,1375$ ;  $0,1372$  нм. Затем появляется рефлекс с  $d=0,282$  нм (совершенно нехарактерный для макроскопического кварца), интенсивность которого возрастает по мере увеличения в суспензии количества ультрадисперсных частиц, а отражения, проявляющиеся на больших и средних углах, частью приобретают диффузность, частью изменяют присущие им значения. При длительном разрушении (сотни часов) количество ультрадисперсной части увеличивается настолько, что отмеченный рефлекс с  $d=0,282$  нм начинает доминировать на дифрактограммах.

По нашему мнению, причина всех этих нарушений в проявлении рентгеновской дифракции связана с таким физическим явлением, как приповерхностный слой, толщина которого составляет около 4,0 нм. Атомы в этом слое, в отличие от полного объема твердого тела, не уравновешены другими атомами, а связи между ними на поверхности вообще отсутствуют и проявления физических воздействий, в том числе и рентгеновская дифракция, в сумме будут некогерентными от различных частей одного и того же вещества. И чем больше соотношение неуравновешенного объема по сравнению с уравновешенным, тем сильнее несоответствие вторичного рентгеновского излучения от разных частей кристаллита.

Генезис подобных ультрадисперсных модификаций минеральных фаз может быть связан как с химическими реакциями, приводящими к образованию вещества, так и с физическими процессами разрушения твердых тел. Применительно к нашему случаю химический способ отпадает, так как данный вид кварца найден в отложениях совершенно разных фациальных обстановок, от континентальных до глубоководно-морских, с самыми разнообразными физико-химическими условиями, и, по всей вероятности, для объяснения его генезиса необходимо применять нестандартные подходы.

По данным В.И. Муравьева [5], при геологических процессах разрушения и переноса минерального вещества невозможно достичь размера частиц менее  $<0,002$  мм. Да и наши наблюдения показывают, что физическое измельчение твердых тел – процесс очень трудоемкий и длительный. И чем меньше частицы, тем сложнее их дальнейшее разрушение. Но, как нам представляется, в природе существуют процессы, способные измельчить любой материал до каких угодно размеров. Вполне вероятно, что основным из них является взрыв.

Для проверки данного утверждения были отобраны пробы пыли после производства взрывов в Павловском гранитном карьере и на Стойленском и Лебединском железорудных карьерах КМА. Из всех образцов изготавливались препараты как можно более мелких частиц, которые исследовались рентгеновским и ИК-спектроскопическими методами. На всех дифрактограммах проявлялись рефлексы с  $d=0,282$  нм, характеризующие ультрадисперсную модификацию кварца. Так как изучалась очень тонкая фракция, ни рентгеновский, ни ИК-спектроскопический анализы не обнаружили и следов макроскопического вида этого минерала.

Таким образом, можно с уверенностью утверждать, что нахождение данной модификации кварца в горных породах указывает на происходившие в них взрывные процессы, что, в свою очередь, может служить подтверждением наличия каких-то катастрофических событий. Разумеется, что одни анализы не позволяют сделать вывод о характере взрыва и процессах, вызвавших его, – тектонических или импактных. Но если учесть распределение прослоев, содержащих данную модификацию, в геологических разрезах и состав вмещающих их пород, то подобное утверждение выглядит достаточно надежным.

Первоначально породы, содержащие в своем составе ультрадисперсный кварц, были встречены в аптских толщах Воронежской антеклизы, что было принято нами за региональную и временную особенности данных отложений. Но некоторое время спустя данная модификация была обнаружена как в образованиях других стратиграфических интервалов указанного региона, так и в разновозрастных формированиях Поволжья, Приуралья, Якутии. Все это указывает на то, что наличие ультрадисперсного кварца является критерием катастрофического события в любой точке земного шара, а его находки в отложениях – это следы происходивших когда-то взрывов, которые могли послужить предпосылками создания кризисных обстановок, масштабы которых предстоит выяснить, оперируя другими факторами.

## Литература

1. Сергеев Г.Б. Нанохимия. М., 2003. 287 с.
2. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 295).
3. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М., 1986. 247 с.
4. Жабин А.В. Изменение дифракционной картины минералов при уменьшении размеров их частиц // Новые идеи и концепции в минералогии: Материалы III междунар. минерал. семинара. Сыктывкар, 2002. С. 47–48.
5. Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконито-кремнистых формаций. М., 1983. 207 с.

## **Метаморфические террейны сверхвысоких давлений (UHPM) – результат субдукции и эксгумации фрагментов континентальной коры (современное состояние проблемы)**

Проблема глубокой субдукции и последующей эксгумации фрагментов континентальной коры возникла в конце XX в., в связи с открытием метаморфических комплексов сверхвысоких давлений (ultra-high pressure metamorphism, UHPM), образовавшихся в поле устойчивости коэсита и даже алмаза [1–3]. Сверхвысокие давления (27–60 кбар) установлены различными минеральными геобарометрами, кроме того, микроструктурные особенности пород и габитус сохранившихся высокобарических фаз свидетельствуют об их росте в поле стабильности. UHPM комплексы, сложены преимущественно метапелитами: орто- и парагнейсами, кристаллическими сланцами, среди которых преобладают слюдистые разности, а также мраморами кальцефирами и кварцитами. Обязательно присутствуют эклогиты и замещающие их амфиболиты образующие многочисленные будинообразные тела среди гнейсов. В небольшом количестве встречаются гипербазиты – пироповые и шпинелевые перидотиты и пироксениты, нередко полностью серпентинизированные.

Эти метаморфические комплексы представляют собой террейны, протолитом которых являются породы континентальной коры – ее гранитно-метаморфического и осадочного слоев. В структурном отношении UHPM террейны представляют собой пакеты тектонических пластин, встречающиеся в коллизионных швах, разделяющих отдельные континентальные блоки, причем возраст метаморфизма соответствует возрасту данного коллизионного события.

В настоящее время не вызывает сомнений, что формирование UHP метаморфических комплексов происходит в результате глубокой субдукции континентальной коры, однако многие принципиальные детали субдукции и эксгумационной тектоники остаются неясными [4, 5]. Дискутируется вопрос о масштабах субдукции континентальной коры, так как он имеет значение не только для объяснения механизмов формирования UHPM террейнов, но и для решения общих геодинамических проблем, таких как рост континентальной коры и рециклиинг корового вещества в мантию. В частности, формирование обогащенных мантийных резервуаров (ЕМ II Зиндлера и Харта), может быть связано с субдукцией блоков континентальной коры в мантию. Учитывая, что коровое вещество богато радиоактивными элементами, можно предположить, что континентальная субдукция может иметь значение с точки зрения обмена коры и мантии энергией. Размеры большинства известных UHPM террейнов (первые километры, реже десятки километров) существенно

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

уступают глубине их формирования (более 100 км), что свидетельствует о поглощении значительных объемов континентальной коры мантией.

Для познания процессов формирования УНРМ террейнов используется геолого-геофизическое изучение современных коллизионных зон, таких как Тиморский регион (столкновение островной дуги Банда с окраиной Австралии) и район о-ва Тайвань (столкновение Лузонской островной дуги с китайской окраиной Евроазиатского континента); физическое и математическое моделирование коллизионных событий, а также исследование геологического строения известных УНРМ комплексов.

Интересные данные получены в последние годы по метаморфическому комплексу Цо Морари (*Tso Morari*) в западных Гималаях, содержащему коэситовые эклогиты. Пик высокобарического метаморфизма этого комплекса имеет возраст  $53,3 \pm 0,7$  млн лет, в то время, как коллизия Индийского субконтинента с Евразией, согласно палеомагнитным данным, началась  $55 \pm 1$  млн лет [6], т. е. континентальная окраина Индостана достигла глубины в 100 км в самом начале коллизии. Это позволяет предполагать, что первоначально индийская литосфера субдуцировала под Евразию под большим углом, возможно, субвертикально и только после отрыва тяжелой океанической литосферы (slab breakoff, отрыв слэба) произошло выполаживание зоны субдукции (в настоящее время не более  $10^\circ$ ). Большой угол субдукционной зоны является признаком погружения древней и соответственно холодной литосферы. Таким образом, больше шансов подвергнуться субдукции имеют континентальные блоки, длительное время окруженные океанической литосферой.

В настоящее время существует две основные точки зрения на механизм эксгумации УНРМ террейнов. Согласно первой из них, эксгумация начинается в результате отрыва слэба, что ведет к подъему всей погруженной части континентальной окраины и выдавливанию отдельных тектонических пластин к поверхности. Вторая точка зрения главным механизмом эксгумационной тектоники принимает деламинацию континентальной коры в составе субдуктировавшей плиты. В этом случае пластина относительно легких пород осадочного и гранитоно-метаморфического слоев континентальной коры, отделившись от более тяжелой части плиты (нижняя кора и литосферная мантия), может вслывать вдоль субдукционной зоны при продолжающейся субдукции («two-way street»). Возможность реализации такого механизма подтверждена физическим моделированием [7]. На наш взгляд, модели деламинации верхнекорового блока и отрыва океанического слэба не противоречат, а дополняют друг друга, однако вклад каждого из этих механизмов не определен.

Большинство УНРМ террейнов рассматривается как пакеты тонких тектонических пластин (parre structure), резко различающихся по параметрам метаморфизма слагающих их пород [4]. Считается, что по мере движения отделившихся фрагментов континентальной коры вверх вдоль субдукционной зоны происходит совмещение более глубоко погружавшихся частей с менее глубинными. Однако сложно представить, чтобы

тонкие пластины могли передвигаться на значительные расстояния вдоль субдукционной зоны сохраняя монолитность. Геологические данные указывают на широкое развитие метаморфического меланжа в мезо- и микромасштабе, т. е. в пределах отдельных однородно метаморфизованных пластин [8]. Таким образом, на начальных стадиях вероятно поднимаются не тектонические пластины, а потоки меланжа со значительной долей расплавов, и только в коровых условиях, после кристаллизации кислых расплавов, они приобретают облик относительно монолитных, передвигающихся друг относительно друга пластин, которые формируют покровные ансамбли в условиях продолжающейся коллизии.

Подъем тектонического блока сквозь различные по физическим характеристикам геосферные уровни (верхняя мантия, нижняя и верхняя кора) не может быть обеспечен только одним тектоническим механизмом. В ходе изучения тектонической эволюции комплексов удается выявить несколько стадий эксгумации, которые различаются между собой по возрасту, стилю деформаций, скорости подъема и интервалу глубин, на которых они реализуются. Таким образом, общим свойством эксгумационной тектоники является многостадийность, что подтверждается реальными Р-Т-т трендами наиболее изученных комплексов[4, 9]. Один тектонический процесс как бы передает поднимаемый блок «в руки» другому на фоне субдукционно-коллизионного взаимодействия литосферных плит. Основным фактором эксгумации является избыточная плавучесть блока кислых пород в мантии. Именно этот фактор обеспечивает подъем до уровня нижней-средней коры. В коровых условиях важную роль играет характерная для коллизионных обстановок смена условий сжатия (на ранних стадиях коллизии) на условия растяжения (в постколлизионный период), при этом противоположные по знаку тектонические движения вносят вклад в общее поднятие блока. Сначала подъем осуществляется в составе тектонических покровов, а затем – в результате роста гранито-gneйсовых куполов и удаления вышележащих комплексов по листрическим сбросам (extensional tectonic, extensional unroofing).

**Заключение.** Эклогит-gneйсовые UHPM террейны являются закономерными членами аккреционно-коллизионных зон и занимают определенное место в структуре складчато-покровных областей (как раньше это было показано, для высокобарических эклогит-глаукофансланцевых комплексов, протолитом которых являются породы океанической литосферы) [10]. При палеогеодинамическом анализе UHPM террейны используются как индикаторы режима континентальной субдукции. Формирование их происходит на фоне продолжающейся коллизии континентов, и отдельные стадии их метаморфической эволюции (отрезки Р-Т-т тренда) могут быть сопоставлены с эволюцией коллизионного орогена.

## Литература

1. Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blue-schists of western Alps: a first record and some consequences // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 107–118.

2. *Smith D.C.* Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics // *Nature*. 1984. V. 310. P. 641–644.
3. *Sobolev N.V., Shatsky V.S.* Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*. 1990. V. 343, № 6260. P. 742–746.
4. *Liou J.G., Tsujimori T., Zhang R.Y., Katayama I., Maruyama S.* Global UHP Metamorphism and Continental Subduction/Collision: The Himalayan Model // *Int. Geol. Rev.* 2004. V. 46. P. 1–27.
5. *Chopin C.* Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 212. P. 1–14.
6. *Leech M.L., Singh S., Jain A.K., Klempner S.L., Manickavasagam R.M.* The onset of India – Asia continental collision: Early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 234. P. 83–97.
7. *Chemenda A.I., Mattauer M., Malavieille J., Bokun A.N.* A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modeling // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 132. P. 225–232.
8. *Dobrzhinetskaya L.F., Braun T.V., Sheshkev G.G., Podkuiko Y.A.* Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massif (Kazakhstan) // *Tectonophysics*. 1994. V. 233. P. 293–313.
9. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулов Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Венд-раннеородовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 4. С. 428–445.
10. Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // *Петрология*. 2000. Т. 8, № 5. С. 451–476.

**А.М. Жирнов<sup>1</sup>**

## Концепция космоядерного образования и эволюции Земли

Проблема образования планеты Земля как космического тела и дальнейшей эволюции ее на геологическом этапе развития Земли стала возможной для принципиального решения только в настоящее время – на основе современных данных астрономии, астрофизики и геологии, как это предусматривал О.Ю. Шмидт. Наряду с разработкой чисто космологических проблем, он предусматривал и тщательное исследование геофизических, геохимических и геологических следствий от астрономического этапа образования планет [1].

Естественно, что рассмотрение данной генеральной проблемы должно исходить из представления о начальном состоянии планетного космического тела (Протоземли) и причине появления его в пространстве. На этот счет существуют две альтернативные концепции – холодной начальной Земли и горячей начальной Земли. Концепция холодной Земли (аккреционная) рассматривает образование планеты Земля за счет соударений и слияния в единое целое крупных и мелких холодных (твердых) астероидов и последующего радиогенного разогрева ядра Земли, с дифференциацией ее на оболочки разной плотности [7, 9]. В концепции

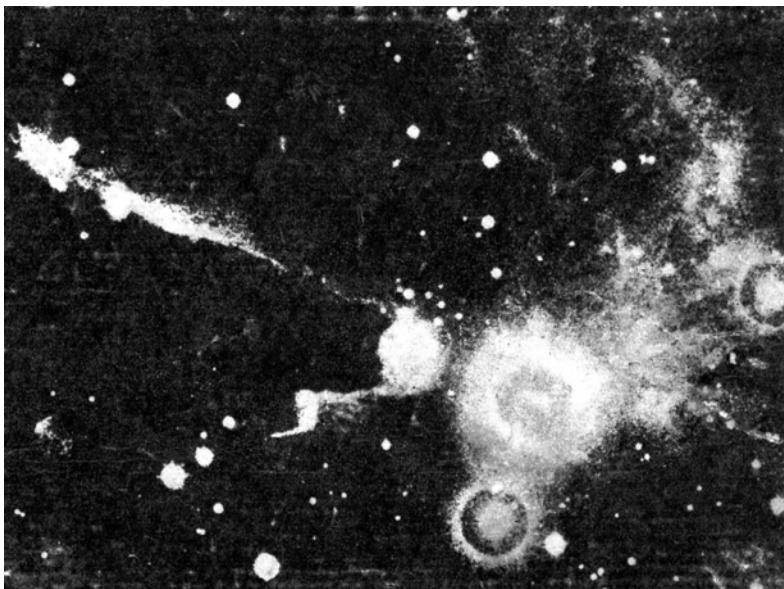
<sup>1</sup> Институт комплексного анализа региональных проблем (ИКАРП) ДВО РАН, Биробиджан, Россия

«горячей Земли» исследуются два варианта: 1) планеты образуются из холодного газово-пылевого облака и достигают горячего состояния при гравитационном коллапсе за счет мощного уплотнения вещества; 2) планеты представляют собой уже в начальном состоянии горячие тела – сгустки плазмы, оторвавшиеся от Протосолнца тем или иным способом [1,12 и др.]. Концепция «горячей Земли» приобретает сейчас все больше сторонников как наиболее согласующаяся с современными астрономическими и астрофизическими данными [1, 5, 6, 10,12 и др.].

Представление о плазменном начальном состоянии планет и образовании их путем отрыва от Протосолнца наиболее реально. В начальный момент образования звезды представляют собой весьма неустойчивые в динамическом плане образования и до перехода их в период стационарного устойчивого развития претерпевают ряд трансформаций, с выбросом и истечением части своего вещества. Мощные взрывные процессы перераспределения энергии и вещества внутри звезд приводят, с одной стороны, к выбросу в околовзвездное пространство серии плазменных сгустков вещества звезд, а, с другой стороны, – уменьшают момент количества движения звезд. После чего звезды и связанные с ними планетные системы вступают в период длительного эволюционного стационарного развития их (например, наше Солнце, спокойно эволюционирующее уже 4 млрд лет). Однако наличие большой системы спутников-планет около нашего Солнца и других звезд свидетельствует о бурной жизнедеятельности их в период своей молодости рисунок.

Аналогичным образом, выброшенные с большой скоростью сгустки плазмы приобретают вращательное движение вокруг родоначальной звезды (вероятно, далеко не все – часть уходит за пределы притяжения) и входят в режим длительного революционно-эволюционного планетного развития. Быстровращательное движение сгустка плазмы и резкий переход в новое термодинамическое состояние (в холодный космос) приводят к концентрации основной части газового вещества в центральной части формирующегося тела и к мощному гравитационному уплотнению его [1].

Молодая планета вступает в период последовательного длительного остывания и консолидации ее верхней оболочки (перехода в газово-жидкое, а затем и твердое состояние). Но во внутреннем плотном газовом ядре планеты вначале еще продолжаются термоядерные реакции, на фоне постепенного спада температурного режима от  $10^7$  К до  $10^4$  К [11], а затем сложные неравновесные процессы дифференциации и перемещения потоков газового, а затем и жидкого-газового вещества и формирования твердого центрального ядра. В таком состоянии молодая планета приобретает резкую динамическую неустойчивость, неизбежно завершающуюся мощным взрывом центрального ядра и выбросом части вещества планеты в космос. Выброшенные части газово-жидкой мантии молодой планеты образуют новые космические тела – спутники данной планеты, что и наблюдается на примере многих планет Солнечной системы, окруженных одним или несколькими спутниками (у Земли – спутник Луна).



Новорожденная плеяда четырех звезд – в правой нижней части рисунка. По: [2]

Одна звезда, в большом расплывчатом газовом облаке, еще только рождается; две другие (к югу и к СВ от нее) – в окружении тонких газовых колец, уже оформились; а четвертая звезда, западнее первой, мощно выбрасывает из себя две порции плазмы – с северного и южного концов ее. По[2].

Однако полнота развития рассмотренного процесса эволюции молодой планеты зависит от ряда начальных условий и прежде всего от массы выброшенного из Протосолнца сгустка плазмы. При малой массе выброшенного вещества, процесс остывания и консолидации его протекает быстро, минуя стадию сложного дифференциального развития и взрывного распада (пример – Меркурий). Планета Земля обладает крупным центральным газово-жидким ядром. Процесс дифференциации его проходит уже 4 млрд лет, но только половина его перешла в конечную твердую стадию (центральное твердое ядро).

Геологическим свидетельством взрывного распада планеты Протоземля являются современные континенты [4,5]. В катархее возникли первые зародыши их, представленные овоидными коматитовыми телами. В архее многократно проявилась мощнейшая проработка их ядерными сиалическими флюидами. Возникшие сиалические ядра древних платформ последовательно окружались («обрастались») в последующее геологическое время новыми участками сиала, что и привело к образованию континентов в их современном виде. Характерно, что периоды времени появления участков нового сиала совпадают с периодами возобновления эндогенной активности центрального газово-жидкого ядра

планеты (с мощными периодами магмотектогенеза), являющегося поставщиком сиалического и металлоносного вещества, преобразующего земную кору планеты [3, 8, 10 и др]. Но все эндогенные флюиды всегда поступали избирательно – в направлении мест отрыва участков мантии от Протоземли, что привело к избирательному одностороннему формированию («залечиванию») континентов на земном шаре. Лишь в мезозой-кайнозое началось активное оживление древних разломов в днище океанов и формирование мировой рифтовой системы, сопровождающееся базальтоидным магматизмом.

После исчерпания газово-жидкого флюидного запаса нашей планеты (путем последующих многократных периодов магмотектогенеза) она закончит свой активный планетный цикл развития и превратится в холодную твердую планету типа Меркурия и Луны.

### **Литература**

1. Амбарцумян В.А. Избранные статьи. М.: Знание, 1988. 64 с.
2. Воронцов-Вельяминов Б.А. Астрономия. М.: Просвещение, 1966. 159 с.
3. Добрецов Н.Л., Кирдышик А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск, 1994, 299 с.
4. Жирнов А.М. Глобальная космогеотектоника Земли // Тектоника земной коры и мантии. Технические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 238–240 (Материалы XXXVIII тектонич. совещ.; Т.1).
5. Жирнов А.М. Глобальная космогеодинамика Земли в аспекте эксплозивного происхождения двойной планеты Земля–Луна // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы VII Междунар. междисциплинар. науч. симпозиума. Владивосток, 2005. С. 70–72.
6. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
7. Левитан Е.П. Астрономия. М.: Просвещение, 2005. 207 с.
8. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудн. месторождений. 2001. № 4. С.291–307.
9. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хайн В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир, 2004. 612 с.
10. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 254 с.
11. Хаббард У. Внутреннее строение планет / Пер. с англ. Мир, 1987. 328 с.
12. Шило Н.А Спиралевидное с вихревой структурой термоплазменное облако – колыбель Солнечной системы // Четыре космопланетарных проблемы: от Солнечной системы до Каппия. М.: Фонд «Новое тысячелетие», 1997. С.5–34.

---

**В.А. Зайцев<sup>1</sup>, А.В. Зайцев<sup>1</sup>**

### **Опыт разномасштабного структурного 3D моделирования Талдинской синклинали (Южный Кузбасс)**

В данной работе рассмотрены структурно-геологические особенности строения Талдинская синклинали выявленные в результате разномасштабного структурного 3D моделирования. Талдинская синклиналь

---

<sup>1</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

представляет собой почти изометричную структуру, имеющую площадь более  $31\text{ км}^2$ , окруженную системой разрывных нарушений преимущественно взбросовой кинематики. Углы падения в крыльях Талдинской синклинали в основном пологие, составляют обычно  $10\text{--}15^\circ$ . Однако в приразломных зонах породы сильно деформированы. Возникают складки шириной в первые десятки метров, осложненные мелкими разрывными нарушениями. Тектонические особенности северо-западной части Талдинской синклинали определяются двумя крупными разрывными нарушениями. Воробьевский взброс прослежен колонковым бурением в северо-западной части Ерунаковского района. Амплитуда взброса колеблется от 430 до 720 м, падение юго-западное под углами  $60\text{--}80^\circ$ . Зона Воробьевского взброса прослеживается до Талдинского месторождения, где взброс примыкает к зоне разрыва IV, имеющего юго-восточное падение (противоположное падению Воробьевского взброса). Зона нарушения IV на участке примыкания к Воробьевскому взбросу делает резкий изгиб и продолжается на юго-восток. У Воробьевского взброса амплитуда нарушения IV оценивается в первые десятки метров, а после изгиба, когда нарушение IV принимает простирание Воробьевского взброса, его амплитуда увеличивается до 200 м.

При создании структурных 3D моделей особое внимание надо уделять двум факторам, играющим первостепенную роль: во-первых – как правило, мы имеем дискретные данные, описывающие непрерывные процессы и объекты; во-вторых – на современном этапе технического развития не разработан математический аппарат, способный описать достаточно сложные непрерывные структуры, такие как геологические объекты.

Таким образом, задача построения цифровой геологической модели сводится к выделению достаточно простых элементов исследуемого объекта, расчету и описанию всех интересующих нас свойств внутри каждого элемента, с последующим сведением их в единую модель.

Геологическая изученность Талдинской площади соответствует на большей части территории стадиям предварительной и детальной разведки, принятой для угольных месторождений, с разбуриванием скважин по сетке  $200\text{--}250 \times 300\text{--}400$  м. Разрезы, построенные по разведочным скважинам, легли в основу создаваемой модели. В результате обработки и обобщения всех материалов в системе ArcView была построена 3D модель Талдинской площади до глубин 1,5 км. Модель содержит информацию по основным пластам и основным разрывным нарушениям.

Исходными данными, использованными для построения детальной трехмерной геологической модели участка земной коры, попадающего в зону влияния экспериментальной скв. УМ-1, явились следующие виды сейсморазведочных работ:

1) наземная сейсморазведка МОВ ОГТ по азимутальным профилям 1–5, 2–6, 3–7, 4–8 и профилю 9, проходящему через ранее пробуренную скв. 16116 (Талдинская 1);

2) ВСП исследуемой скважины (УМ-1) с ближнего пункта взрыва (ПВ) и НВП с восьми удаленных ПВ, расположенных на азимутальных профилях;

3) наземно-скважинные наблюдения, полученные одновременно на поверхности и на различных глубинных уровнях в скв. УМ-1.

Анализ временных разрезов МОГТ, полученных в пределах скв. УМ-1, показал, что основную роль в формировании волнового поля играют преломленные и отраженные волны. Выполненный анализ волновых полей и геометрии изучаемых поверхностей позволил установить существенное увеличение дизъюнктивных деформаций сверху вниз по разрезу. Наиболее деформированная поверхность относится к ассоциации метаноугольных пластов 68–69 и нижележащего песчаника в интервале глубин 40–65 м. По указанной поверхности в северо-западном секторе выделено двухсводовое структурное осложнение.

Структурный план угольных пластов 60–59 указывает на воздымание границ в северо-западном, относительно ненарушенном блоке. Наиболее деформированная часть поверхностей наблюдается в пределах опущенного нарушенного блока непосредственно в районе скв. УМ-1.

Общий структурный план поверхности пластов 51–50 свидетельствуют о наличии здесь ряда блоков, различающихся своим строением. При этом сейсмический горизонт, отождествленный с угольными пластами 51–50, в меньшей степени затронут тектоническими нарушениями и, в связи с этим, значительно лучше коррелируется по наземным материалам МОГТ. Общей тенденцией рассматриваемой поверхности является погружение ее с северо-запада на юго-восток. При этом перепад отметок в пределах всего планшета (за исключением юго-восточного сектора) не превышает 450–900 м. Разрывные нарушения, трассируемые в пределах планшета, имеют разное простирание. Большинство из них являются сквозными и прослеживаются практически до самых верхних интервалов разреза. Нарушения, как правило, вбросо-надвигового характера и имеют небольшую амплитуду (30–100 м).

Обработка и анализ материалов вертикального сейсмического профилирования (ВСП), позволили восстановить пластовую скоростную модель среды и получить серию глубинных разрезов, освещающих строение околоскважинного пространства.

На основании временных разрезов преломленных и отраженных волн выполнены структурные построения по поверхности угольных пластов от 50 до 66 на участке земной коры 400x400 м вокруг ствола скважины. Проведенные построения показали, что данный объем земной коры имеет сложное тектоническое строение. Так, на фоне общего падения пород в юго-восточном направлении устанавливается складка субширотного простирания. В морфологическом отношении эту ситуацию можно классифицировать как «структурный нос». Ствол скв. УМ-1 попадает практически точно в «переносицу» данной структуры. Помимо пликативных деформаций, выявлены и закартированы зоны тектонических нарушений.

Всего выделено пять нарушений. Подобное сочетание пликативных и разнонаправленных дизъюнктивных деформаций характерно для зон влияния крупных (регионального уровня) разрывных нарушений.

Таким образом, в результате построения разномасштабных трехмерных геологических моделей была выявлена иерархия структурных форм от регионального до локального уровня. Установлено, что на каждом структурном уровне формируется свой план деформаций. Создания компьютерных трехмерных структурно-геологических моделей на базе современных программных комплексов является наиболее перспективной методикой изучения как крупных, так и мелких объемов земной коры.

---

Т.К. Злобин<sup>1,2</sup>, Ю.А. Полец<sup>1,2</sup>, Р.Г. Гуреев<sup>2</sup>

## **Модель строения и формирования Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны**

Фундаментальные вопросы геодинамики и геотектоники планеты связаны с зоной перехода от Евразиатского континента к Тихому океану. В их решении большое значение имеет глубинное строение основных структурных элементов. Важнейшим из них является сейсмофокальная зона землетрясений (СФЗ). С ней связывается субдукция тихоокеанской литосферной плиты под континент, которая является ключевой в концепции тектоники плит. С 1975 по 2005 г. нами были выполнены исследования сейсмичности и глубинного строения земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (КОД), Охотского моря и Сахалина [2, 3]. Проведенные исследования глубинного строения региона, особенностей распределения гипоцентров землетрясений и механизмов очагов позволили предложить модель строения и образования СФЗ. При этом установлено следующее.

1. Внутреннее строение и форма СФЗ значительно сложнее, чем представлялось первоначально в виде некой пластины, погружающейся в верхнюю мантию. Границы физического тела, ассоциирующегося с совокупностью гипоцентров землетрясений, имеют в пространстве (по краям и снизу) сложную форму, отличную от простой плиты (пластины) с субпараллельными поверхностями, залегающими на одной глубине.

2. Предлагаемая модель строения СФЗ учитывает смещение горных пород в очагах землетрясений (рис. 1). Согласно исследованиям механизмов очагов землетрясений Л.М. Балакиной с коллегами, подвижки в СФЗ на разных глубинах происходят под различными углами, образуя сбросы, взбросы, надвиги и т.д., приводя к субгоризонтальным и субвертикальным смещениям (первые – преимущественно на малых глуби-

---

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

<sup>2</sup> Сахалинский государственный университет (СахГУ), Южно-Сахалинск, Россия

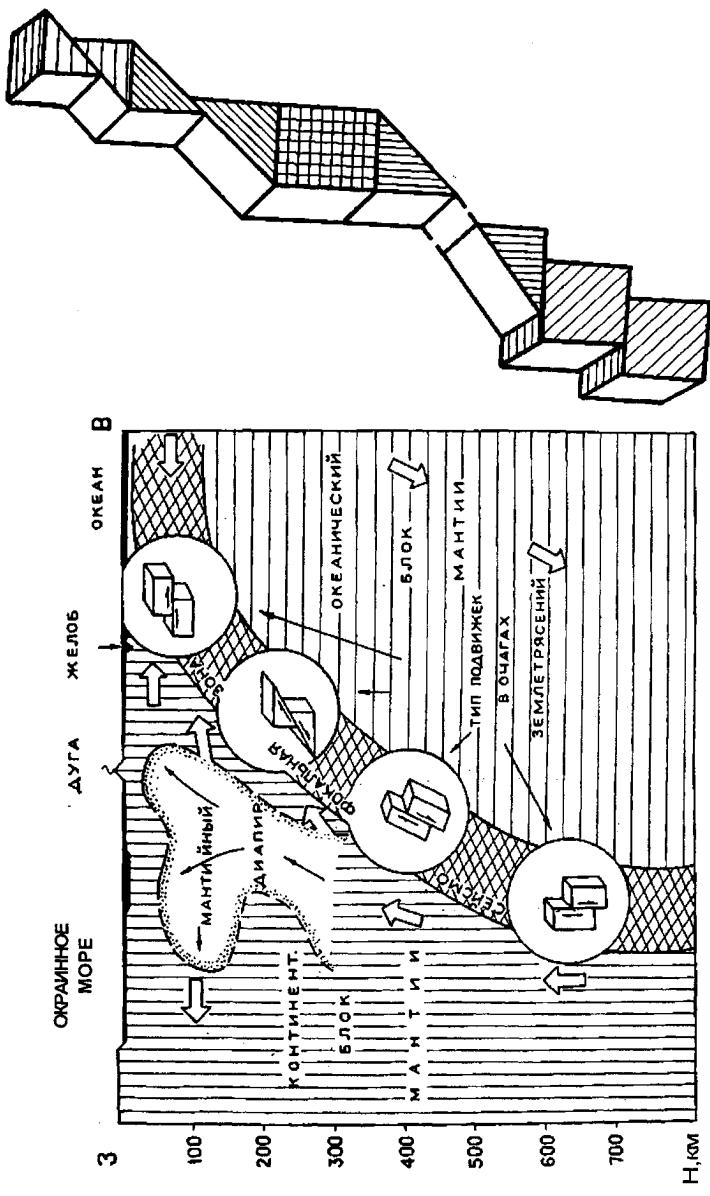


Рис. 1. Геодинамическая схема сочленения континентального и океанического блоков верхней мантии зоны перехода вследствие внедрения мантийного диапира (вершинной части мантийного пломба) типы преимущественных подвижек в очагах землетрясений на разных глубинах (слева) и модель сформировавшейся сейсмофокальной зоны (справа) в поперечном сечении

нах, вторые – на больших). Суммарный результат сейсмотектонических подвижек в сверхглубинной зоне сочленения континентального и океанического блока и тектонических движений в слоях верхней мантии приводит к модели СФЗ, которая в поперечном сечении зоны может быть представлена совокупностью отдельных блоков разнонаправленного смещения разного направления. В целом результатирующая картина большого числа землетрясений и подвижек при них за многие годы может привести к форме наклонной зоны.

Наблюданная форма СФЗ может объясняться субдукцией, которая осложняется последующими сейсмотектоническими смещениями в очагах землетрясений в погружающейся плите. Однако, кроме субдукции, такая картина может явиться суммарным результатом субвертикальных и субгоризонтальных (послойно-ступенчатых) движений слоев и блоков расслоенной земной коры и верхней мантии [1]. Тектонические движения в верхней оболочке могут быть связаны как с движением литосферных плит, так и с задутовым спредингом, обусловленным мантийным диапиром. При этом к возникновению сдвиговой деформации могут привести напряжения, образующиеся вследствие объемного расширения вещества при внедрении дополнительных объемов его, мигрировавших из нижележащих слоев, а также плавления.

3. Модель строения СФЗ и Курильской островной дуги (КОД) в пространстве вдоль структур отражает наблюдаемое смещение отдельных звеньев (блоков) дуги по горизонтали и вертикали. По латерали об этом свидетельствует кулисообразное положение островов КОД, последовательное и ступенчатое смещение к востоку центральной части дуги. По вертикали (глубине) на смещение блоков СФЗ и верхней мантии вдоль дуги указывает разная глубина положения нижней кромки (границы) гипоцентров землетрясений. Она меняется ступенчато по простиранию фокальной зоны от 200 км по краям зоны до 700 км к центральной ее части. Установлено, что вдоль фокальной зоны выделяются 7–8 крупных сегментов – сейсмоактивных блоков земной коры и верхней мантии, протяженностью 100–300 км [4]. При этом положение подошвы каждого блока СФЗ смещено примерно на 100 км и границы блоков отвечают крупным проливам между островами. Представляется, что зоны концентрации гипоцентров землетрясений, ограничивающие сейсмоактивные блоки, подобны глубинным разломам в земной коре и верхней мантии. Такую модель можно рассматривать как клавишную систему блоков.

4. Детальное изучение внутреннего строения Курило-Камчатской СФЗ на основе построенного глубинного разреза гипоцентров от Сахалина до Камчатки через Охотское море показало следующее. Внутреннее строение вдоль СФЗ неоднородно и сложно. В продольном сечении толщина сейсмофокальной зоны (глубина землетрясений) меняется по разрезу от нескольких десятков – ста километров до 500–600 км (рис. 2). Также меняется мощность зоны в разных поперечных секущих ее секторах, количество гипоцентров землетрясений в разных секторах на разных глубинах, их концентрация и наклон СФЗ [5].

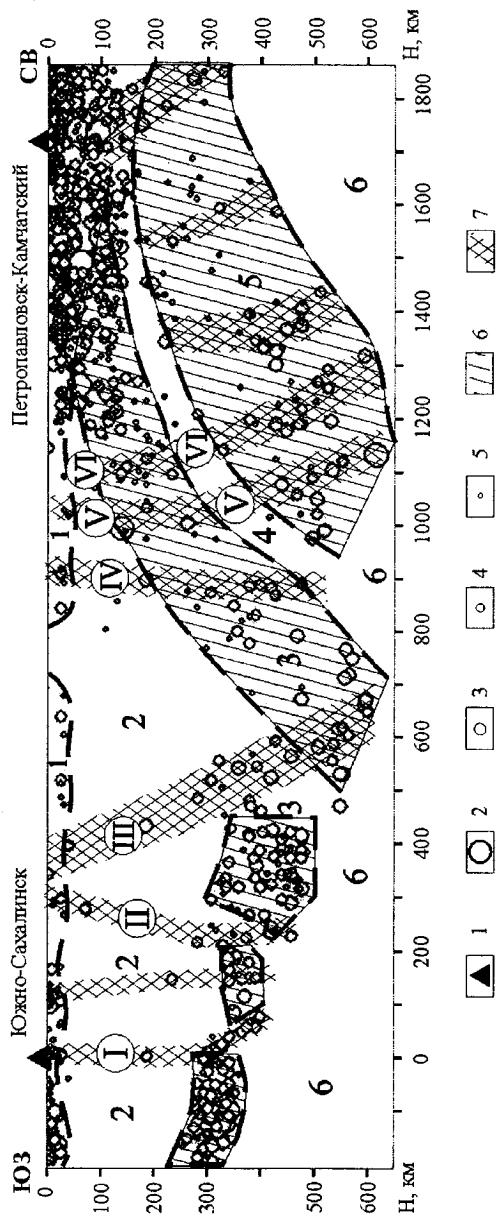


Рис. 2. Глубинный разрез гипоцентров землетрясений в земной коре и верхней мантии по профилю Южный Сахалин–Южная Камчатка  
 1 – населенные пункты; 2–5 – магнитуда землетрясений:  $M \geq 8.0$ – $6.1$  (2),  $6.0$ – $4.1$  (3),  $4.0$ – $2.1$  (4),  $4.0$ – $2$  и менее (5); 6, 7 – области повышенной концентрации гипоцентров землетрясений, в слоях (6) и субвертикальных зонах (7).

На основе детального анализа положения гипоцентров землетрясений вдоль разреза СФЗ выделяются сейсмогенные (1, 3, 5) и асейсмичные слои (2, 4, 6), а также зоны повышенной концентрации землетрясений шириной от 30 до 100 км и глубиной до 600 км (I – VI), имеющие в разрезе разное направление, в том числе наклонное и субвертикальное. Форма этих зон различна. Она может аппроксимироваться с областями разной конфигурации и, в том числе, с субвертикальными наклонными зонами, являющимися поперечными по отношению к простирианию СФЗ. Установлено соответствие этих зон глубинным разломам в земной коре, выявленным по сейсмическим данным ГСЗ, МОВ ОГТ и МОВЗ по тому же глубинному профилю рис. 2 [3].

Таким образом, вышеизложенное свидетельствует о сложном строении СФЗ, ее поперечной неоднородности, зональности и подтверждает возможность существования названной блоково-неоднородной модели строения верхней мантии и СФЗ.

### Литература

1. Злобин Т.К. Природа наклона сейсмофокальных зон Беньофа и вероятный механизм их образования // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 3. С. 689–692.
2. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
3. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002. 98 с.
4. Сергеев К.Ф., Ким Чун Ун, Кочергин Е.В., Ромашова О.Н. Строение и геодинамические особенности литосферы Курильской островной системы // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 29–41.
5. Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 67–77.

---

**Ю.А. Зорин<sup>1</sup>, Е.В. Скляров<sup>1</sup>, В.Г. Беличенко<sup>1</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>1</sup>**

### **Механизм образования островных дуг, геодинамика восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и проблема Палеоазиатского океана**

Значительная роль рифейских, венд-раннепалеозойских и среднепалеозойских островодужных формаций в строении Центрально-Азиатского складчатого пояса признается как теми исследователями, которые считают, что этот пояс представляет собой коллаж различных по своей геодинамической природе террейнов и что его формированию предшествовало раскрытие Палеоазиатского океана [1,2], так и авторами кон-

---

<sup>1</sup> Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

цепции Алтаид [3], которые относят все стратифицированные образования пояса к аккреционно-субдукционным клиньям. Однако в этих работах мало внимания уделялось формациям задуговых (окраинных) морей, а предлагаемые палеогеодинамические реконструкции иногда не находили аналогов в современной (мезозойско-кайнозойской) тектонике плит. В настоящем сообщении на основе рассмотрения современных данных о механизме образования островных дуг и окраинных морей предлагается более строгий актуалистический подход к палеогеодинамическим реконструкциям, что ведет к изменению (либо к уточнению) представлений о геодинамике Центрально-Азиатского складчатого пояса и о проблеме Палеоазиатского океана.

Основной причиной образования островных дуг и задуговых (окраинных) морей считается откат (rollback) желоба в сторону океана вследствие последовательного погружения в мантию участков толстого и холодного океанического слэба, обладающего отрицательной плавучестью [4]. Построение численных термомеханических моделей процесса субдукции показывает, что скорость отката желоба в сторону океана увеличивается при стагнации океанического слэба в переходной зоне мантии [5]. Толстый и относительно холодный слэб погружается в мантию с большой скоростью, и его внутренние части не успевают разогреваться до температуры, необходимой для перехода оливина в его шпинелеподобные фазы. Нижняя часть слэба из-за того, что плотность оливина в метастабильном состоянии меньше плотности этих фаз, теряет отрицательную плавучесть, изгибаются и приобретает горизонтальное положение (стагнируют) в переходной зоне. Наклонная часть слэба сохраняет отрицательную плавучесть и продолжает погружаться в мантию, встречая сопротивление его стагнированной части, в результате чего скорость отката желоба в сторону океана увеличивается [5].

Для того чтобы охарактеризованные выше процессы имели место, необходимо, чтобы океанический слэб был достаточно толстым и холодным, т.е. достаточно древним. Именно поэтому современные островные дуги развиты только на западном краю Тихого океана, где океаническая литосфера у места входа в зону субдукции имеет раннемеловой и юрский возраст, а на восточном краю того же океана, где возраст слэба более молодой, островные дуги отсутствуют (см.: [6, 7]).

Отрицательная плавучесть древних частей океанических слэбов, очевидно, не является единственным фактором, определяющим динамику литосферных плит. Значительную роль играют также силы, обусловленные структурой срединно-оceanических хребтов и конвекцией в астеносфере, удлиненные ячейки которой индуцируются охлаждающим влиянием субдуктирующих слэбов [8]). Эти силы порождают сжатие в окрестностях зоны субдукции и противодействуют растяжению литосферы над ней.

Мы полагаем, что при стагнации океанического слэба нарушается динамическое равновесие, в результате чего и происходит откат желоба в сторону океана. Континентальная магматическая дуга превращается в

островную дугу, в тылу у которой в результате растяжения и рассеянного спрединга формируется новая океаническая кора окраинного моря. В настоящее время этот процесс, по-видимому, протекает в районах островных дуг Японии и Тонга, где отмечается стагнация субдуктирующего слэба [9]. Если горизонтальная часть стагнированного слэба испытывает сильное сопротивление своему движению, то массовая сила, действующая на его наклонную часть, может привести к тому, что эти части оторвутся одна от другой и слэб начнет погружаться в мантию без стагнации. При этом растяжение в окраинном море может смениться сжатием и море начнет закрываться. Последний процесс в настоящее время, видимо, имеет место в районе Бонинской и Марианской дуг, где не отмечается стагнации океанического слэба [9], а окраинное Филиппинское море уже начало закрываться, о чем можно судить по тому, что его литосфера субдуктирует под Азиатский континент [6]. В подобных случаях должна субдуктировать, по-видимому, мантийная часть литосферы, которая отслаивается от коры окраинного моря. Океаническая кора окраинного моря совместно с мощными толщами осадков должно деформироваться с образованием складок и крупных надвигов, в альтонах которых могут экспонироваться супрасубдукционные офиолиты. Отметим, кстати, что именно такие офиолиты характерны для байкалид и палеозой Центрально-Азиатского складчатого пояса [10]. Эти офиолиты, естественно, не обязательно маркируют границы каких-либо террейнов, а просто отражают частные деформации коры окраинных морей.

Процессы формирования островных дуг, открытия и закрытия окраинных морей могут неоднократно повторяться [1, 2], но для этого необходимо (см. выше), чтобы возраст субдуктирующего слэба оставался достаточно древним, т.е., чтобы океан, на краю которого образуются островные дуги, был весьма широк. Поэтому нужно полагать, что в рифе (по крайней мере, начиная с 1050 млн лет [10]) и в венде–раннем палеозое, когда вблизи южной (в современной системе координат) границы Сибирского континента существовали островные дуги [1, 2, 10], эта граница была обращена в сторону обширного океана. Этому условию наиболее полно удовлетворяют реконструкции положения крупных континентальных блоков, предложенные К. Скотизом [11], которые мы и использовали для реконструкции палеогеодинамических обстановок на ключевых этапах развития восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Судя по этим реконструкциям, южная сторона Сибири во время существования суперконтинента Родиния (740–600 млн лет) была обращена на север в сторону Панталассы. Сибирский и Восточно-Европейский кратоны соприкасались своими северными (в современной системе координат) границами. Палеоазиатский океан (если так называть океаническое пространство между Сибирским и Северо-Китайским кратонами) представлял собой широкий залив Панталассы. Распад Родинии и образование Лавразии и Гондваны привели только к изменению его конфигурации. Он сужался со временем и более или менее обособился от Панталассы только в ордовике.

В позднем палеозое – раннем мезозое при формировании Пангеи конфигурация Панталассы значительно изменилась: образовались Солонкерский и Монголо-Охотский заливы Панталассы (прообразы Тихого океана), которые в геологической литературе обычно именуются океанами [1, 2]. Размеры этих океанических пространств были невелики, и, если в их пределах существовали океанические рифты, то под смежные континенты должна была субдуктировать относительно молодая кора, что, как это было показано выше, не способствует образованию островных дуг. Поэтому длительный период господства островодужных обстановок и сменился в позднем палеозое периодом активных континентальных окраин Андийского типа. На границе перми и триаса произошло закрытие Солонкерского океана [2], а на границе средней и поздней юры закрылся Монголо-Охотский океан, чем и завершилось формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Таким образом, развитию Центрально-Азиатского складчатого пояса, которое началось более 1050 млн лет тому назад, не предшествовало раскрытие Палеоазиатского океана. Южная (в современной системе координат) граница Сибири, у которой формировались рифейские островные дуги, была обращена к Панталассе. Перемещения крупных континентальных блоков, которые привели к распаду Родинии с образованием Лавразии и Гондваны и к последующему возникновению Пангеи, меняли очертания Панталассы, в результате чего формировались ее крупные заливы, к числу которых относятся и Палеоазиатский океан, и более поздние Солонкерский и Монголо-Охотский океаны.

Осадочные толщи рифея и венда – раннего палеозоя в ближайшем обрамлении Сибирского кратона, которые традиционно относились к пассивной окраине континента, и синхронные им осадочно-вулканогенные толщи, которые обобщенно относились к островодужным формациям, по-видимому, являются образованиями приконтинентальных и придуговых частей окраинных морей, соответственно.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64117 и № 05-05-64761.

## Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.1. 328 с. Кн.2. 334 с.
2. Парфенов Л. М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. №6. С. 7–41.
3. Šengör, A.M.C., Natal'in, B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaiid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
4. Molnar P., Atwater T. Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted ocean lithosphere // Earth and Planet. Sci. Lett.. 1978. V. 41. P. 330–340.
5. Tetzlaff M., Schmeling H. The influence of olivine metastability on deep subduction of oceanic lithosphere // Physics Earth and Planet. Inter.. 2000. V.120. P. 29–38.
6. Bird P. An updated digital model of plate boundaries // Geochem. Geophys. Geosyst. (An electronic J. Earth Sci.). 2003. V. 4, N. 3. P. 1027 <<http://element.ess.ucla.edu>>.

7. Müller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y., Gahagan L.M., Sclater J.G. Digital isochrons of the world's ocean floor // *J. Geophys. Res.*. 1997. V. 102. P. 3211–3214.
8. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск. Изд-во СО РАН; Наука, Филиал «Гео», 2001. 407 с.
9. Gorbatov A., Kennett B.L.N. Joint bulk-sound and shear tomography for Western Pacific subduction zones // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 210. P. 527–543.
10. Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications. // *Earth and Planet. Sci. Lett.*. 2002. V. 199. N 3–4. P. 311–325.
11. Scotese C.R. Paleogeographic Atlas // PALEOMAP Progress Report 9000497. Arlington, Texas: Department of Geology, University of Texas at Arlington, 1997. 45 p.

**К.С. Иванов<sup>1</sup>, В.А. Коротеев<sup>1</sup>, Ю.Н. Федоров<sup>2</sup>, В.В. Кормильцев<sup>3</sup>,  
А.Г. Клец<sup>4</sup>, Ю.В. Ерохин<sup>1</sup>**

## **Модели строения и формирования складчатых поясов и смежных осадочных бассейнов (на примере Урала и Западной Сибири)**

Урал является одним из признанных мировых эталонов линейных складчатых поясов с полным геодинамическим циклом развития, результаты исследований которого важны для интерпретации геологической истории и строения и других регионов. В моделях развития земной коры Урала [1, 2 и др.] выделяются такие этапы:

**1. Предрифтовый этап (рифей – венд).** Предполагается внедрение мантийного диапира, породившего магматические комплексы с щелочным уклоном (машакский, щегровицкий и др.). Осадочные формации образуют несколько циклов, начинающихся с грабеновых фаций.

**2. Этап континентального рифтогенеза (кембрий – ранний ордовик).** Общее поднятие региона, затем формирование всеуральского рифта. Снизу вверх (и с запада на восток) постепенно увеличивается объем вулканитов и уменьшается их щелочность.

**3. Этап океанического спрединга (средний–поздний ордовик).** Спрединг и формирование офиолитов на Урале началось в позднем арениге (конодонтовые датировки толеитовых базальтов) и продолжалось около 30 млн лет; океан был шириной не менее 600 км.

**4. Островодужный этап (поздний ордовик – поздний девон).** Восточный сектор Урала состоит из двух главных разновозрастных островодужных террейнов – Тагильского (ордовик-нижний девон) и Магнитогорского (нижний девон – карбон), имеющих достаточно схожее

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

<sup>2</sup> ТФ ООО «КогалымНИПИнефть», Тюмень, Россия

<sup>3</sup> Институт геофизики (ИГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

<sup>4</sup> Институт геологии и геофизики нефти и газа (ИГиГНГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

строение. На западе Тагильского террейна на поверхность выведены магматические надсубдукционные комплексы (Платиноносный пояс); наличие невскрытого габброидного пояса доказывается и в Магнитогорском террейне.

**5. Коллизионный этап (поздний девон – пермь).** Является поздним и наиболее четко проявленным из тектонических этапов развития региона. Характерно позднепалеозойское (максимум в C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>) тектоническое скучивание, складчатость, метаморфизм, гранитизация и др.; коллизионный этап начался сразу после поглощения коры раннепалеозойского океана зоной субдукции (Главный Уральский разлом) и характеризовался последовательным косым (северо-западным) столкновением островодужных террейнов с Восточно-Европейской платформой.

**6. Этап ограниченного постколлизионного растяжения (триас).** Формирование системы сбросов, угленосных грабенов Урала, появление базальтов Зауралья, а в пределах Урала – лампроитов и других щелочных магматических комплексов.

### **7. Субплатформенный этап (юра – ныне).**

Изучение фундамента Западной Сибири важно как для выяснения истории формирования этого огромного осадочного мегабассейна, так и для определения перспектив нефтегазоносности его нижних структурных этажей (их оценки варьируют от фантастически огромных до нулевых). Существует ряд постоянно уточняющихся схем районирования фундамента Западно-Сибирского мегабассейна [3–5 и др.]. Общей чертой схем является продолжение в пределы фундамента Западной Сибири окружающих мегабассейн палеозойских складчатых поясов и структурно-формационных зон. Фундаментом западной половины Западно-Сибирского мегабассейна являются комплексы и формации Урала. Граница Урала и Западной Сибири не только пространственная, но и временная. Непосредственной границей Урала и Западно-Сибирского мегабассейна (т.е. западной границей мегабассейна) является сброс в западном борту Северо-Сосьвинского грабена [6 и др.]. В 2001–2006 г. нами проводится комплексное геолого-геофизическое изучение и картирование фундамента западной и центральной частей Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. При этом получен ряд новых данных, существенно уточняющих строение и историю геологического развития региона [6–10 и др.], а также построена серия региональных геолого-геофизических разрезов до глубины 10–12 км (на мощность гравиактивного слоя), пересекающих все основные зоны территории.

Наиболее древними образованиями фундамента Западной Сибири обычно считаются метаморфические комплексы, слагающие ядра антиклиниориев. Однако нет объективных данных, свидетельствующих об их докембрийском возрасте. Наиболее детально картирование фундамента было проведено [7 и др.] в Шаймском районе. Метаморфические толщи слагают здесь гранито-сланцевую ось, известную и как Шаймско-Кузнецковский мегантиклиниорий, которая характеризуется региональной

отрицательной гравиметровой аномалией. Возраст субстрата метаморфических сланцев района изучался U-Pb методом по цирконам и Sm-Nd методом в лаборатории радиогеологии ИГиГ УрО РАН в кооперации с Университетами городов Аахен и Мюнстер (Ю.Л. Ронкиным, К. Мецгером, С. Синдерном и др.) [9], с использованием трассера  $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$  с окончанием на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре, а также с применением Shrimp II.

В результате получены три группы возрастных данных: 360–385 млн лет, что интерпретируется нами как возраст исходных пород; 280–305 млн – отвечает возрасту метаморфизма; 230–240 млн лет – соответствует времени рифтогенеза, растяжения и выведения метаморфических комплексов на уровень верхней коры.

Близкие результаты получены в пределах Межовского массива: абсолютный возраст, определенный U-Pb методом по цирконам, которые были выделены из биотитовых гранитов в скв. Межовская-2Р (2130 м), равен  $252,9 \pm 1,5$  млн лет. Для центральных частей некоторых цирконов шримп-методом получены значения в пределах 260–280 млн лет. Из 50 точечных определений самое древнее ( $396,5 \pm 2,8$  млн лет) получено из циркона скв. Восточно-Межовская-10, вероятно, обусловленное его ксеногенной природой. Приведенные и другие данные свидетельствуют, что во многих случаях выделяемые в фундаменте мегабассейна сиалические блоки представлены не докембрийскими метаморфическими комплексами, а имеющими сходные геофизические характеристики поздне-палеозойскими гранитоидами. Исследования продолжаются, но уже ясно, что, если докембрийские образования все же и будут обнаружены в фундаменте Западно-Сибирского мегабассейна, их объем вряд ли может быть таким значительным, как это казалось ранее.

Исследования магматических и метаморфических комплексов, а также вулканогенных (включая офиолитовые), терригенно-сланцевых, карбонатных и других толщ Урала и западной половины Западной Сибири показывают их *несомненное сходство*. В строении фундамента территории устанавливается много общего с открытым Уралом. По составу, возрасту и структурам многие геологические комплексы этих двух регионов аналогичны. Так же, как и на Урале, в фундаменте Западной Сибири нами выявлены два этапа офиолитового магматизма – ордовикский и девонский (Sm-Nd метод, а также конодонты и радиолярии из прослоев яшм). Геохимические характеристики базитов позволяют предполагать, что они были сформированы в островодужных (вероятно, тыловодужных) условиях.

Завершением палеозойской геодинамической истории региона явилась коллизия, сопровождавшаяся складчатостью, тектоническим скучиванием, внедрением гранитных plutонов, метаморфизмом и формированием новообразованной коры континентального типа. Возраст этих важнейших событий, консолидировавших палеозойские комплексы всей огромной территории будущего Западно-Сибирского мегабассейна, определяется (на основании ряда наших Rb-Sr изохрон и других данных)

как раннепермский. Относительно низкие величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гранитах ряда площадей ( $\text{Isr}=0,7046-0,7047$ ) указывают, что субстратом для выплавления этих гранитоидов служили, по всей видимости, палеозойские комплексы со значительной долей мантийного (т.е. океанического и островодужного) материала, тектонически скученные в ходе позднепалеозойской коллизии.

Восточная граница Урала не попала в пределы района, охваченного нашим картированием. Проведенные исследования позволяют утверждать, что она располагается восточнее. Более того, исследования скважин, пробуренных на востоке Ханты-Мансийского округа, пока не позволяют уверенно выявить неуральские комплексы. Так скв. Тыньярская 100 в интервале ниже 1978 м вскрыла риолиты, переходящие ниже в гранитоиды. Предположения о приуроченности этих магматитов к Приенисейской части фундамента Западной Сибири позволяют считать их кембрийскими. Однако Б.А. Калеганов по ряду наших проб получил устойчивые значения в интервале 300–270 млн лет (К-Аг метод), что указывает на типичный для Урала возраст этих риолитов и гранитоидов. Новые данные, включая палеомагнитные, по-видимому, подтверждают предположение [11] о том, что толщи Башкирского поднятия и Учуро-Майского района Восточной Сибири формировались в едином бассейне и лишь в последующем были разделены при ордовикском спрединге Уральского палеоокеана и повороте Сибирской платформы относительно Восточно-Европейской.

Наряду со сходством, выявляются и существенные различия между Уралом и фундаментом Западной Сибири. Приведем главные различия.

1. Характер тектоники. В пределах открытого Урала, при всем разнообразии наблюдаемых систем разрывных нарушений, наиболее ярко проявлены субмеридиональные левые сдвиги позднепалеозойского возраста. В Шаймском районе выявлена неизвестная на Урале система крупных региональных правых сдвигов западно-северо-западного простирания, вызывающих эшелонированные смещения главных структур региона. По всей видимости, эта система сдвигов была сформирована в основном в раннем–среднем триасе (а отчасти и позднее), вероятно, в результате того самого субширотного растяжения региона и опускания его северных частей, которое сформировало сначала систему триасовых грабенов Западной Сибири, заполняемых вулканогенными и терригенно-вулканогенными толщами, а затем и весь Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн.

2. Значительно более широкое развитие (по сравнению с Уралом) вулканогенных толщ триаса в фундаменте Западно-Сибирского мегабассейна.

Триасовый период является одним из главных в истории формирования Западной Сибири. Большинство исследователей считают, что в триасе сжатие сменилось субширотным растяжением, сопровождавшимся формированием системы рифтов или грабенов. Широкую известность получили идеи Н.Л. Добрецова [12], согласно которым на тер-

ритории как Восточной, так и Западной Сибири существовал поздне-пермско-триасовый суперплюм, проявившийся преимущественно в форме базальтоидного магматизма. Триасовые вулканиты наиболее детально изучены [10] в пределах Северо-Сосьвинского грабена, где они вскрыты глубокими (до 4,5 км) скважинами. По геохимическим данным, эфузивы Северо-Сосьвинского грабена относятся к покровным толеитовым базальтам и образовались в условиях континентального рифтогенеза, при этом толщина земной коры в этом районе составляла, по нашим оценкам, около 20–25 км. Эти вулканиты образуют единую магматическую серию, что указывает на их генерацию из единого очага. Показано [2, 10], что этот триасовый вулканизм есть результат рассеянного рифтогенеза, происходившего во время триасового постколлизионного субширотного растяжения Урала и заложения Западно-Сибирского мегабассейна, которые тесно связаны между собой.

Таким образом, намечается определенная аналогия строения и развития крупнейших геоструктурных триад:

*Северо-Американская платформа – Аппалачи – Атлантика  
и Русская платформа – Урал – Западно-Сибирский мегабассейн.*

В обоих случаях складчатый пояс образуется в результате столкновения с восточной окраиной древнего кратона, а последующее постколлизионное растяжение приводит к формированию крупного молодого бассейна на востоке.

Исследования проводятся в рамках программы РАН «Глубинное строение Земли, геодинамика, магматизм и взаимодействие геосфер» при частичной поддержке РФФИ (проекты №№ 06-05-64133 и 05-05-64201) и интеграционной программы УрО и СО РАН.

## Литература

1. Пейве А.В., Иванов С.Н., Перфильев А.С. и др. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000. М.: ГУГАК, 1976.
2. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
3. Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 163 с.
4. Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Кормильцев В.В., Сажнова И.А. Структурно-формационные зоны доюрского основания Приуральской части Западно-Сибирского мегабассейна // Горные ведомости. 2005. № 1. С. 2–7.
5. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. и др. Вопросы тектоники Ямalo-Гыданского региона и прилегающих территорий // Горные ведомости. 2005. № 12 (19). С. 42–63.
6. Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н. и др. Строение зоны сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Литосфера. 2004. № 2. С. 108–124.
7. Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. и др. Основные черты строения доюрского фундамента Шамисского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2003. Т. 1. С. 102–113.
8. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. Геохронологические исследования фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна: итоги 50 лет изучения // Литосфера. 2005. № 3. С. 117–135.
9. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Кормильцев В.В. и др. О восточной границе Уральского орогена (в свете новых данных по картированию фундамента Западно-Сибирского мегабассейна) //

- Геодинамика и рудные месторождения (Первые чтения С.Н. Иванова). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2005. С. 50–59.
10. Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Кормильцев В.В. и др. Глубинное строение и история формирования Северо-Сосьвинского триасового грабена Западной Сибири по геологогеофизическим данным // Горные ведомости. 2005. № 11 (18). С. 44–55.
11. Иванов К.С., Иванов С.Н. Проблемы тектоники рифея Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Екатеринбург, 1995. С. 39–42.
12. Добрецов Н.Л. Пермско-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.

**Е.Г. Иволга<sup>1</sup>, Ю.Ф. Манилов<sup>1</sup>**

## **Структура литосферной мантии области сочленения Тихоокеанского и Восточно-Азиатского складчатых поясов**

Особенностью тектонического строения рассматриваемого региона является взаимодействие подвижных поясов (Восточно-Азиатского и Тихоокеанского) и древних платформ (Сибирской и Китайской). Изучение глубинного строения является ключом к пониманию истории формирования территории и особенно областей сочленения основных тектонических элементов.

В лаборатории региональной геофизики и петрофизики ИТиГ на основе данных глубинной геофизики: сейсмометрии (ГСЗ), магнитотеллурических зондирований (МТЗ), гравиметрии, термометрии была создана серия карт глубинного строения. Среди них карты мощности земной коры и литосфера, карты расчетных плотностей земной коры и литосферной мантии, благодаря которым определена морфология основных границ разделов [2]. В продолжение указанных исследований и на их основе авторами построена карта мощности литосферной мантии, позволяющая получить дополнительную информацию о посторогенной истории региона.

Анализируя морфологию главных результативных карт (карта мощности земной коры, карта мощности литосфера, карта мощности литосферной мантии), можно отметить следующее.

Преобладающее простижение элементов в земной коре имеет северо-восточную направленность, характерную для мезозойских структур региона. По величине мощности коры рассматриваемая территория делится на три основные области. Восточная граница западной области проходит по линии Большехинганский–Охотско-Чукотский вулканические пояса, отличается повышенной мощностью коры – 38–46 км, характерной для древних структур. Центральная область занимает большую часть территории до Восточно Сихотэ-Алинского орогена, имеет наиболее сложное строение, представленное сочетанием разных по направлению и мощности коры (32–40 км) блоков, отвечает структурам палео-

<sup>1</sup> Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

зойско-мезозойского возраста. Прибрежная область (граница континент–океан) занимает остальную территорию, мощность коры менее 34 км, преобладают структуры мезозойско-кайнозойского возраста.

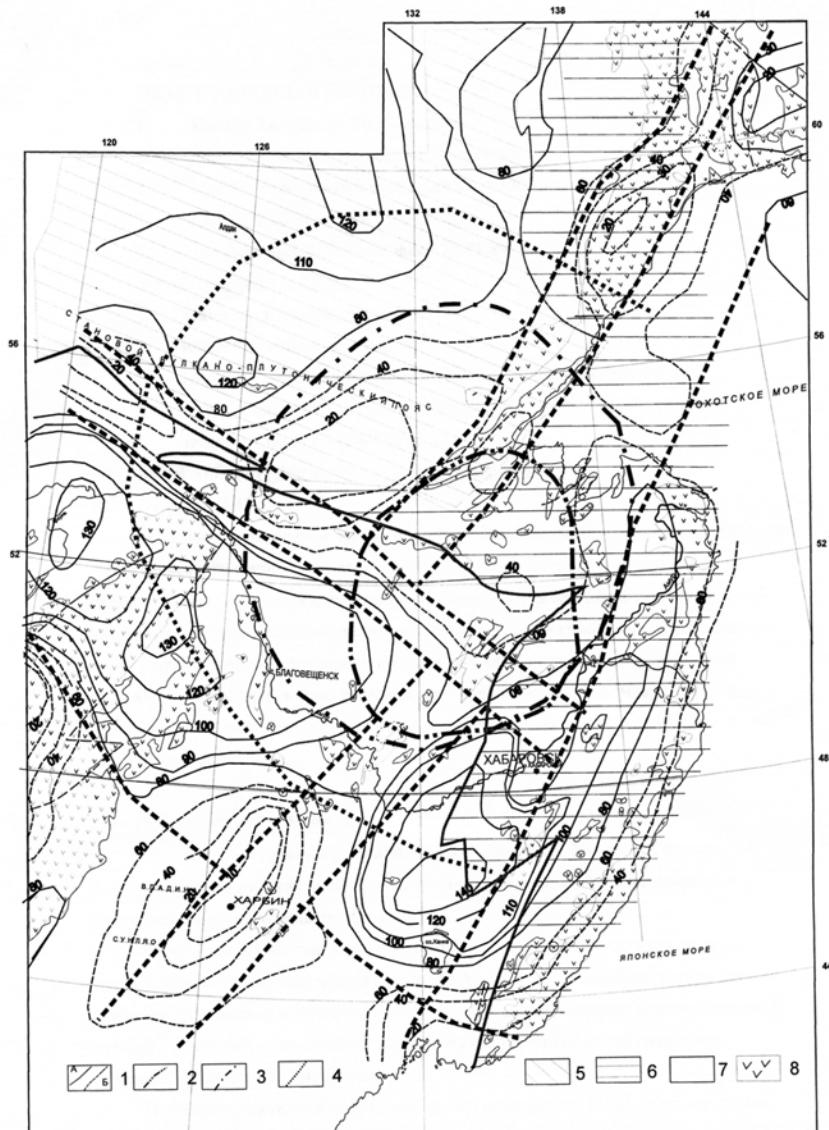
Особенностью морфологии карты литосферы является то, что для нее характерно взаимно перпендикулярное сочетание блоков северо-восточного и северо-западного направления с изменением мощности литосферы от 180 км (Сибирская платформа) до 20–60 км (окраина континента). Однако четкой корреляции между мощностью литосферы и возрастом тектонических структур не наблюдается.

Карта литосферной мантии (рисунок) является собой сочетание относительно изометричных блоков повышенной и пониженной мощности (за исключением Сихотэ-Алиня), разделенных линейными элементами. Значительная часть блоков группируется в крупную кольцевую структуру с центром в районе регионального Баджальского гравитационного минимума. На приведенной схеме внутреннее кольцо структуры соответствует области пониженной мощности литосферной мантии, а внешнее – центрам аномалий повышенной мощности. Кольцевая структура контролируется областью пересечения линеаментов пониженной мощности северо-восточного и северо-западного простираний. Внутренняя ее часть по величине мощности указанными линейными структурами делится на три блока. В северо-западной части мощность литосферной мантии наименьшая – 20–80 км, в восточной – 40–80 км; максимальная мощность (80–100 км) в юго-западной части.

К северо-западному и восточному блоку приурочены аномалии повышенного теплового потока, а к блокам с повышенной мощностью внешнего кольца – аномалии пониженного теплового потока. В плане кольцевая структура в целом имеет асимметричное строение, ее восточный борт упирается в Сихотэ-Алинский линейный блок пониженной мощности литосферной мантии.

Рассматриваемая кольцевая структура находится на стыке трех главных тектонических объектов региона – Сибирской платформы, Восточно-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов, имеет наложенный характер. Формирование ее, очевидно, связано с внутримантийными процессами мелового возраста, о чем говорит возраст образования вулканогенов, приуроченных к линейным элементам ее контроля. Наиболее вероятный механизм формирования – плюмовый (внедрение мантийного диапира под кору нормальной мощности в условиях сжатия в наиболее проницаемом участке литосферы – области пересечения линеаментов). На поверхности в пределах центральной части структуры широко развит гранитоидный магматизм, который объясняет природу гравитационного минимума [3]. Глубина нижней кромки разуплотнения оценивается в 60 км, т.е. его формирование обусловлено мантийными процессами.

Северо-западный и северо-восточный линеаменты имеют унаследованный характер, изначально, вероятнее всего, коллизионную и коллизионно-субдукционную природу, соответственно, но продолжили свое раз-



**Рисунок.** Схема мощности литосферной мантии области сочленения Тихоокеанского и Восточно-Азиатского складчатых поясов

1 – изолинии мощности литосферной мантии: А – более 60 км, Б – менее 60 км; 2–4 – границы: 2 – кольцевой литосферной структуры, выделенная по карте осредненного гравитационного поля с радиусом 50 км, 3 – центральной части кольцевой структуры; 4 – внешняя граница кольцевой структуры; 5–7 – тектонические элементы: 5 – Сибирская платформа, 6 – Тихоокеанский складчатый пояс, 7 – Восточно-Азиатский складчатый пояс; 8 – вулканоплутонические пояса

вение и в период плитной истории территории. Для них характерно сокращение мощности литосферы и литосферной мантии и достаточно большая мощность коры. Сокращение литосферы могло произойти в результате процессов деламинации в постсубдукционный этап [1].

Южная северо-восточная линейная структура характеризуется пониженной мощностью литосферы, литосферной мантии и земной коры, что, вероятнее всего, обусловлено формированием мантийного диапира в условиях растяжения, т.е. структура изначально имела рифтогенную природу.

Достаточно обоснованную позицию занимает линейный Сихотэ-Алинский блок, для которого характерно градиентное понижение литосферы и литосферной мантии в сторону океана при нормальной мощности коры. Он не вписывается в рассматриваемую кольцевую структуру и отделен от нее тектоническим нарушением. Дизьюнктив разделяет блоки разной мощности литосферы и коры (пониженная мощность коры и повышенная мощность литосферы характерны для западного блока и нормальная мощность коры и более низкая мощность литосферы – для восточного). По линии этого нарушения Сихотэ-Алинский блок срезает юго-восточную часть кольцевой структуры, что указывает на более позднее по сравнению с ней время его формирования. Сихотэ-Алинский меловой блок большинство исследователей определяют как аккреционную систему [4].

### Литература

1. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т 44, № 12. С. 1321–1338.
2. Карсаков Л.П., Чжасо Чуньцин, Малышев Ю.Ф. и др. Тектоника, глубинное строение металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000. Владивосток;Хабаровск, 2005. 263 с.
3. Павлов Ю.А., Рейнлиб Э.Л. Гравитационные аномалии и гранитоидный магматизм юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1982. 86 с.
4. Парфенов Л.М., Берзин Л.А., Ханчук А.И.и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. № 6. С. 7–41.

**В.С. Имаев<sup>1</sup>, Л.П. Имаева<sup>1</sup>, Б.М. Козьмин<sup>2</sup>**

### **Особенности современной геодинамики северо-востока Азии и Аляски**

Геолого-геофизические наблюдения в XX и в начале XXI в. выявили наличие двух протяженных сейсмотектонических поясов – Арктико-Азиатского (ААСП) и Байкало-Станового (БССП), – маркирующих границы крупных литосферных плит: Евразиатской, Северо-Американской и

<sup>1</sup> Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск. Россия

Амурской на северо-востоке Азиатского континента. Первый – соединяет проявления сейсмичности в Арктике и Тихоокеанском регионе, второй – продолжает полосу землетрясений Центральноазиатского горного пояса через Байкал, Становое нагорье и Становой хребет к Охотскому морю.

ААСП пересекает акваторию Северного Ледовитого океана, северо-восток Азии, Камчатку и соединяется с сейсмическими поясами Алеутских островов и Аляски, отделяя на расстоянии почти 10 тыс. км Северо-Американскую плиту от Евразиатской, Охотоморской и Тихоокеанской плит [2]. На северном фланге ААСП (хребет Гаккеля) под влиянием спрединга океанического дна господствуют процессы рифтогенеза (сейсмичность в виде узкой (до 60–80 км) «цепочки» эпицентров землетрясений со сбросовыми подвижками в их очагах, распределение аномалий магнитного поля [3] и др.). На шельфе моря Лаптевых между Новосибирскими островами, п-вом Таймыр и дельтой р. Лены «поле сейсмичности» становится «диффузны», расширяясь до 400–600 км [2].

Здесь обособляются три группы землетрясений. Одна из них (основная), тяготеющая к Лаптевоморской окраинно-континентальной рифтовой системе с землетрясениями  $M \leq 7,0$  и сбросовыми смещениями, вытянута от хребта Гаккеля к Янскому заливу, обозначая границу Евразиатской и Северо-Американской плит. По краям шельфа моря Лаптевых параллельно основной группе обнаруживаются еще две «линии» слабых землетрясений: западная – Лено-Таймырская и восточная – Новосибирских островов. Первая – тянется через дельту р.Лены вдоль побережья Оленекского залива к Таймыру, вторая – следится из акватории Восточно-Сибирского моря через Благовещенский пролив между островами Фаддеевский и Новая Сибирь к северу.

Эти слабосейсмичные зоны совместно с основной полосой, возможно, оконтуривают на шельфе моря Лаптевых два блока: западный (Лаптевоморский) и восточный (Новосибирских островов), расположенных по обе стороны от границы Евразиатской и Северо-Американской плит. При этом, на западной границе Лаптевоморского блока (район Таймыра) и восточной границе блока Новосибирских островов (район шельфа Восточно-Сибирского моря) обнаруживается обстановка сжатия (фокальные механизмы, геоморфологические наблюдения [2]) как реакция на рифтинг, действующий в пределах основной полосы эпицентров. Именно образование названных блоков, возможно, объясняет наличие диффузной сейсмичности на шельфе моря Лаптевых.

На следующем отрезке ААСП к юго-востоку от губы Буор-Хая до Охотского моря в сейсмотектонической зоне хребта Чёрского (протяженность около 2 тыс. км при ширине до 400 км.) тектонический режим растяжения меняется на сжатие (фокальные механизмы землетрясений [2]). Прямыми геолого-структурными и геоморфологическими методами установлено наличие здесь разломов сдвиговой кинематики. Так, наиболее отчетливо картируются левые сдвиги северо-западного простирания в виде систем эшелонированных кулис, в полостях которых сформиро-

вались кайнозойские мини-впадины типа «pull-apart». Такие впадины сопровождают, например, разломы Улахан (Верхнеэрикитская, Бугчанская и др.) и Чай-Юреинский (Верхненерская, Аркагалинская, Сордонахская и др.) [2]. Отмечается однотипное смещение к северо-западу небольших притоков в бассейнах рек Индигирки и Колымы, которые пересекает разлом Улахан. Величина такого смещения за 3,4 млн лет (время заложения сети водотоков этого района- средний плиоцен) оказалась близкой к 23–24 км, что соответствует средней скорости горизонтальных движений вдоль Улахана в 0,7–0,8 см/год [6].

Между Евразиатской, Северо-Американской и Тихоокеанской плитами выделяется Охотоморская микроплита (ОП) [2, 6, 7], которая в результате сближения плит-гигантов и возникновения условий сжатия на их границах смещается (выдавливается) к юго-востоку. Существование ОП подтверждается рядом геолого-геофизических данных. Так, границы микроплиты обозначены максимумами сейсмических проявлений, приуроченных на западе к Сахалин-Хоккайдскому правому сдвигово-взбросу [4] и продолжающей его в Северном Приохотье системе субдолготных правых сдвигов (Кетандинскому, Нют-Ульбейскому и др.), на северо-востоке – к левым сдвигам зоны хребта Черского, с востока и юга – к надвигам и вбросам Курило-Камчатской зоны (фокальные механизмы землетрясений, морфокинематические характеристики разломов и др. [2]). Оценки современных горизонтальных движений земной коры на основе GPS-наблюдений за реперами, установленными в пределах Охотоморской плиты (Колымское нагорье) показали, что они смещаются на юго-восток относительно Евразиатской плиты со скоростью до 2–5 мм/год [6, 7].

Продолжением ААСП в Тихоокеанском регионе служат очаги землетрясений, оконтуривающих Беринговоморский блок. С юга он ограничен Алеутской зоной субдукции, на востоке – полосой эпицентров землетрясений ( $M \geq 2$ ), отмеченных с Тихоокеанского побережья Аляски (заливы Принс Уильям и Кука) к северо-западу (полуострова Сьюард и Лисбурн) и Берингов пролив до Чукотки. С запада блок замыкает Анадырско-Корякская сейсмотектоническая зона. Она следится на юго-запад от Чукотского п-ова через Анадырский залив и Корякское нагорье к о-ву Каргинский, где соединяется с сейсмоактивными зонами Камчатки и Алеут.

В процессе субдукции Тихоокеанской и Северо-Американской плит в кайнозое под воздействием сжимающих усилий на Аляске образовалась система протяженных правых сдвигов (Денали, Калтаг, Кобук, и др.), что привело в дальнейшем к появлению на их западных окончаниях крупной зоны растяжения в виде рифта Берингова моря. Рифт охватывает территорию Западной Аляски, Берингова пролива и Восточной Чукотки. Кроме сейсмичности со сбросовыми смещениями в очагах землетрясений в его пределах имеют место ареалы позднекайнозойского щелочного вулканализма и частые проявления гидро- и газотермальной деятельности, которые наблюдаются как на западном (Чукотка), так и восточном (Аляска) флангах рифта [2].

На Корякском нагорье господствует крупная система Хатырско-Вывенских взбросо-сдвигов северо-восточного простирания [2], современная активность которых определяется сильными землетрясениями 1988 и 1991 гг. и последними катастрофическими событиями 2006 г. с подвижками типа взбросов и взбросо-сдвигов. Под давлением Тихоокеанской плиты Берингоморский блок смещается к западу относительно Северо-Американской плиты с полюсом вращения, расположенным вблизи Чаунской губы Восточно-Сибирского моря. При этом, в его фронтальной части на Корякском нагорье сформировалась система взбросов, надвигов и правых сдвигов, а в его тылу возникла зона растяжения рифта Берингова моря. Не исключено, что названный блок представляет собой остаток древней океанической плиты Кула Тихого океана [2].

Вдоль южной окраины Сибирской платформы выявляется другая крупная сейсмотектоническая область, где повышенная сейсмичность отмечена в Байкало-Становом сейсмотектоническом поясе (БССП), Тукурингра-Джагдинской (ТкДЗ) и Темулякит-Джелтулакской (ТмДЗ) сейсмотектонических зонах. БССП, простирающийся на почти 1,5 тыс. км от Байкала к Охотскому морю, объединяет Байкальскую рифтовую зону (БРЗ) на западе и продолжающую ее от р.Олекмы на восток к Удской губе Охотского моря Олекмо-Становую сейсмотектоническую зону (ОСЗ). Ширина пояса в пределах БРЗ достигает 80 км, а в ОСЗ она увеличивается до 200 км. При этом, западный фланг БССП развивается в условиях растяжения (БРЗ), а восточный – сжатия (ОСЗ) [2, 5]. ТкДЗ следится на 200 км южнее и параллельно БССП из Северной Монголии через горные области Восточного Забайкалья вдоль хребтов Тукурингра–Соктахан–Джагды в Приамурье к Охотскому морю. ТмДЗ пересекает две предыдущие зоны в субдолготном направлении от р. Лены вдоль р. Олекмы и ее правого притока Нюкжи к р. Амур и хребту Малый Хинган в КНР.

Возникновение названных зон в Забайкалье, Южной Якутии и Приамурье отражает область взаимодействия Евразиатской и Амурской листосферных плит, которая сформировалась в результате сближения малоподвижной Евразиатской (ее скорость составляет около 0,2 см/год при перемещении в восточном направлении) и значительно меньшей по размерам, но более мобильной Амурской (скорость близка к 1–1,3 см/год при ее движении к северо-востоку) плиты [7]. Наибольшая концентрация землетрясений в виде сейсмотектонических зон (ОСЗ, ТкДЗ и др.) наблюдается в краевых частях этой области вдоль разрывных нарушений Байкальского рифта, Станового и Монголо-Охотского разломов.

По распределению сейсмичности в пределах области взаимодействия выделяются два блока: Забайкальский (от Байкала до р. Олекмы) и Становой (от р. Олекмы до Охотского моря). Первый – под влиянием «байкальского» поля тектонических напряжений смещается на юго-восток относительно Сибирской платформы со скоростями 0,5–0,7 см/год (данные GPS-наблюдений [5]). Становой блок, зажатый между Евразиатской, Амурской и Охотоморской плитами и Забайкальским блоком, ис-

пытывает вращательное движение вокруг своей оси по часовой стрелке относительно Евразиатской плиты со скоростями 0,2–0,3 см/год (линейно-угловые геодезические измерения на Олекминском геодинамическом полигоне [1]). В итоге, северо-восточное поступательное движение Амурской плиты относительно Сибирской платформы (Евразиатская плита) вместе с процессами, протекающими в БРЗ, формирует в пределах их границы отдельные блоки, которые как бы выжимаются из области столкновения плит, испытывая при этом смещение (Забайкальский) и вращение (Становой). Движение Амурской плиты к северо-востоку обусловливает также развитие в ее фронтальной части крупнейшей правосдвиговой системы Тан-Лу, служащей восточным ограничением Амурской плиты.

Таким образом, к особенностям современной геодинамики северо-востока Азии и соседних регионов относится формирование здесь устойчивого режима регионального сжатия, который вызван сближением гигантских литосферных плит: Тихоокеанской, Северо-Американской, Евразиатской и Индийской [2]. Результатом этого явилось появление вблизи их границ мозаики микроплит и блоков как производной их взаимодействия, что позволяет объяснить в структурном плане распределение сейсмичности на территории северо-востока Азии и Аляски, ее природу и прогнозировать дальнейшую динамику развития сейсмотектонических процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06–05–96069–р\_восток\_a).

## Литература

1. Бочаров Г.В., Замараев Н.Н. Геодезические измерения на геодинамических полигонах Южной Якутии // Геодезия и картография. 1991. № 3. С. 30–34.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
3. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л.: НИИГА, 1968. С. 8–19.
4. Рогожин Е.А. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г.: геологические проявления и тектоническая позиция очага // Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995г. Спец. выпуск. М.:ФССН, 1995. С. 80–93.
5. Calais E., Lesne O., Deverchere J., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnichenko A., Buddo V., Levi K., Zalutsky V., Bashkuev Y. Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25, N 21. P. 4003–4006.
6. Hindle D., Fujita K., Mackey K. Current deformation rates and extrusion of the northwestern Okhotsk plate, Northeast Russia // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33, L02306. P. 1–4.
7. Sella G.F., Dixon T.H., Mao A. Revel: A model for Recent plate velocities from space geodesy // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 107(B4). P.11-1–11-32.

## Анализ энергетики эволюции океанов

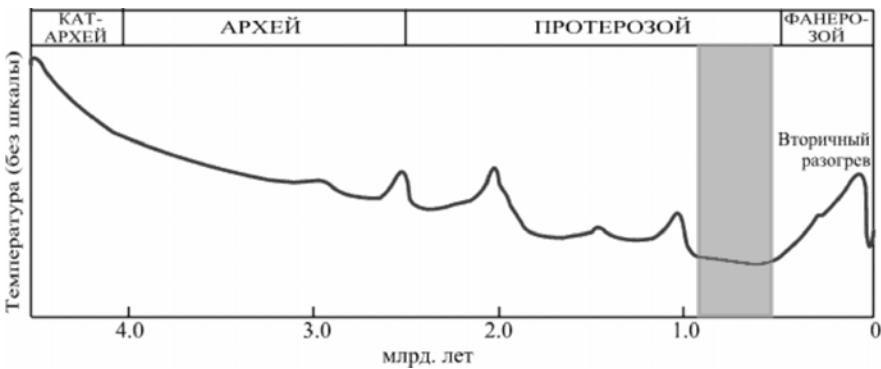
В работах [7, 8] было показано, что в глобальном рельефе наибольшей «энергоемкостью» обладает рельеф дна океанов, сформировавшийся в течение последних 170–200 млн лет, а также получено аналитическое выражение, аппроксимирующее распределение высот рельефа дна (батиметрическую кривую) Мирового океана, —распределение Релея. Этим же распределением аппроксимируются батиметрические кривые и отдельных океанов, рассчитанные автором по цифровым данным ЕТО-РО 2'. Причем, несмотря на существенные морфологические, структурные и тектонические различия рельефа дна океанов [5, 10–13], их батиметрические кривые оказываются достаточно близкими, что позволяет аппроксимировать все кривые одной теоретической кривой.

Поскольку распределению Релея соответствует постоянство поверхности плотности энергии  $U/S$  и  $dU/dS$  [7, 8], можно говорить о близости (равенстве) плотности энергии во всех океанах, что свидетельствует об общем глобальном термическом энергетическом источнике эволюции океанов, тем более, что распределение Релея также может быть получено как фундаментальное решение одномерного уравнения теплопроводности для бесконечного полупространства [4].

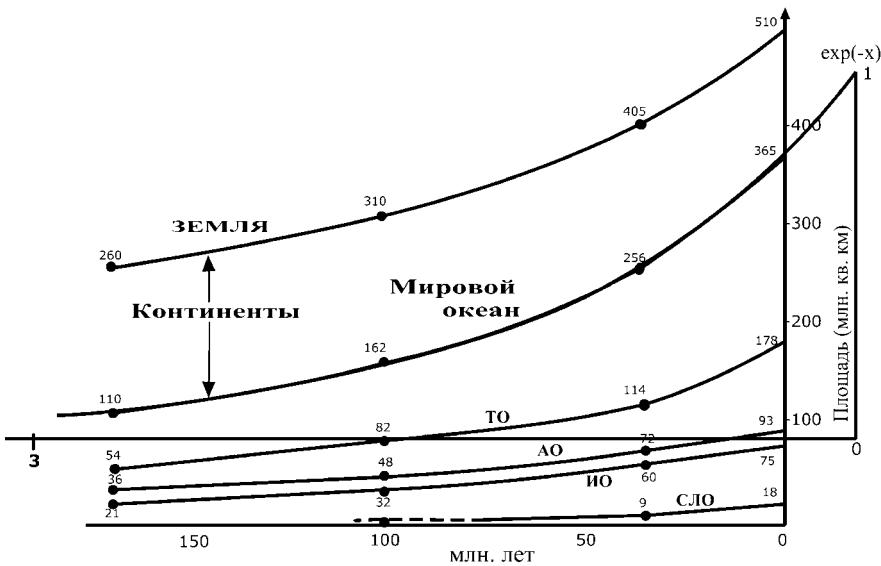
Но энергетика беспрецедентного по масштабам мезозойско-кайнозойского базальтового магматизма в процессе эволюции современных океанов не получила сколько-нибудь серьезного объяснения. Констатируется лишь сам факт асимметричного вторичного разогрева верхней мантии в фанерозое [18, 20], произошедшего на фоне длительного периода прогрессивного остывания недр Земли (и других планет земной группы), приведшего к глобальному покровному оледенению в период 900–650 млн лет назад [6, 15–16], следы которого известны на всех континентах. Схематически тепловая история верхней мантии Земли отображена на рис. 1. Механизм же «вторичного разогрева» практически целого полушария объясняет, помимо альтернативной интерпретации геодинамики и структур Тихого океана, и специфику климата Земли в период «океанизации», самый длительный период, когда на Земле не было оледенений [15, 16], когда до конца третичного периода «почти вплоть до параллели 80° развивалась древесная флора» [14, с. 126], а температура придонных вод существенно превышала современную [2].

Некоторые особенности «вторичного разогрева мантии» можно выявить при анализе распределения площадей океанической коры по возрасту. На рис. 2 приведен один из многочисленных примеров графиков распределений площадей океанической коры по возрасту, обычно используемых не сторонниками плитовой тектоники (ПТ), которой графики обязаны своим происхождением, а сторонниками гипотез расширения

<sup>1</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильчева ДВО РАН, Владивосток, Россия



**Рис. 1.** Схематический график термической истории Земли по: [18, 20]  
Заливкой выделен интервал глобального покровного оледенения континентов  
950–600 млн лет назад



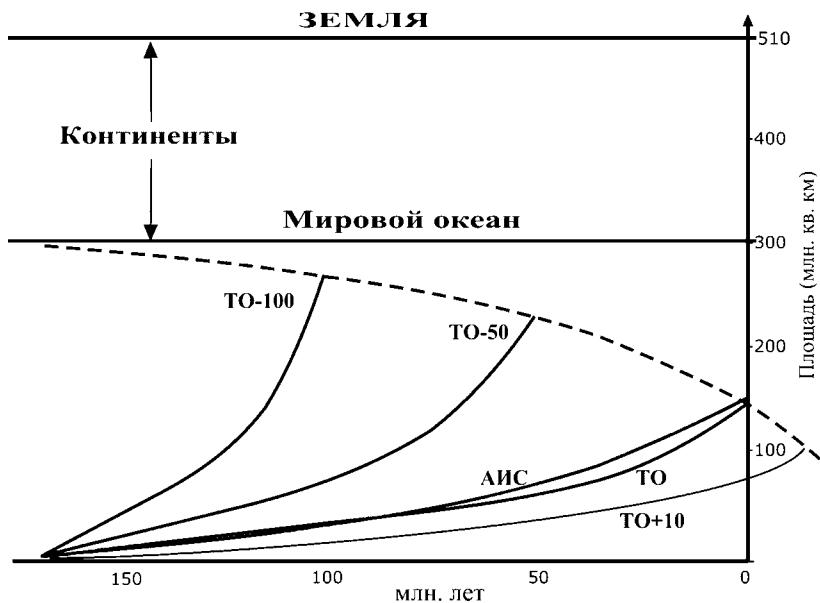
**Рис. 2.** Распределение площади земной коры по возрасту по: [3, 10]  
За начальные значения площадей океанов на рисунке приняты площади акватоний с неустановленным возрастом коры, куда попадают и площади подводных частей континентов и мелководные площади переходных зон

Земли (ГРЗ), называющие эти кривые как «графики динамики прироста площади земного шара в процессе формирования современных океанов» [10, с. 130], или «эмпирическая кумулятивная площадь поверхности океанической литосферы» [19]. Эти графики однозначно (и физически обосновано) аппроксимируются экспонентой  $\exp(-\lambda T)$ , причем с общим для всех

океанов коэффициентом  $\lambda$  для 170 млн лет, и легко экстраполируются в будущее на основе ГРЗ (хотя и приводят, в конечном счете, к абсурду), но не могут быть экстраполированы с позиций ПТ даже в прошлое (это, возможно, одна из причин непопулярности этих графиков у сторонников ПТ).

Дело в том, что графики для Атлантического (АО), Индийского (ИО) и Северного Ледовитого (СЛО) океанов действительно показывают реальную (документируемую) динамику прироста площади океанической коры в этих океанах, тогда как график для Тихого океана (ТО) – только *современное распределение* площади коры Тихого океана по возрасту, а динамика изменения площади Тихого океана (в рамках представлений о постоянстве размера Земли) совершенно иная – она показана на рис. 3 пунктирной линией. Вместо кривых для отдельных океанов здесь приводится кривая для суммарной площади Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов (АИС) и кривая современного распределения площади Тихого океана по возрасту коры (ТО). Примечательно, что современная площадь Тихого океана равна суммарной площади остальных океанов. Расширение площади АО, ИО и СЛО происходило за счет сокращения площади ТО, а пунктирная кривая на рис. 3 зеркальна суммарной кривой АИС, и экстраполяция этих кривых в будущее уже не представляет трудностей даже с позиций ПТ. Другое дело с экстраполяцией распределений в прошлое, но опять-таки для Тихого океана.

Как видно из сопоставления кривых ТО, ТО-50 и ТО-100, скорость генерации новой коры и скорость перераспределения ее по возрасту на площади Тихого океана до недавнего времени в несколько раз превышала скорость сокращения его площади (и скорость спрединга в других океанах). Так, например, площадь океанической коры древнее 100 млн лет сократилась за период 50–100 млн лет в 3 раза (при общем сокращении площади на 20%) и еще более чем вдвое за следующие 50 млн лет, а всего за 200 млн лет океаническая кора Тихого океана должна была обновиться многократно, что невозможно без привлечения дополнительного механизма регулирования этого процесса. В качестве такого механизма в плитовой тектонике привлекается субдукция со всеми сопутствующими ей противоречиями и дискуссионностью. В числе таковых следует отметить, что сохранность в западной части Тихого океана обширного мезозойского ядра при многократном обновлении коры должна либо вообще отвергать возможность субдукции в западном (северо-западном) направлении, либо там происходила субдукция коры древнее сохранившейся (по странному стечению обстоятельств оказавшейся в наши дни одновозрастной с древнейшей корой Атлантического и Индийского океанов), либо там, как и в противоположном направлении, происходила субдукция только более молодой коры, а мезозойская кора Тихого океана изначально являлась стабильным ядром, образовавшимся в его центральной части, для объяснения чего потребуется пересмотр уже и механизмов спрединга. Да и палеореконструкции ПТ свидетельствуют лишь о перемещении мезозайского ядра за 100 млн лет из южной части Тихого океана в северо-западную.



**Рис. 3.** Модифицированные графики распределения площади океанической коры по возрасту для постоянной площади поверхности Земли

АИС – распределение суммарной площади Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Пунктирный кривой, которая зеркальна кривой АИС, показано изменение площади Тихого океана во времени, экспоненциальными кривыми ТО-100 и ТО-50 показаны гипотетические (в предположении сохранности и в прошлом механизма экспоненциального роста) распределения площади коры Тихого океана по возрасту 100 и 50 млн лет назад, а ТО+10 через 10 млн лет, соответственно

Но есть и альтернативный, логически допустимый механизм, учитывающий специфические отличия геодинамики Тихого океана от геодинамики остальных океанов, проявляющиеся и на рис. 3: Тихий океан не только предоставляет свою территорию для возможности расширения других океанов, но и является термическим источником (донором) энергии для их эволюции, получившим свою энергию от повторного нагрева верхней мантии в фанерозое (суперплюма) [20]. При таком механизме «новообразование» океанической коры в Тихом океане можно было бы рассматривать просто как процесс постепенного остывания литосферы Тихого океана, нагретой выше точки Кюри. Палеомагнитный возраст базальтов как раз и указывает на время достижения температуры поверхности точки Кюри для базальтов. В таком случае кривая ТО на рис. 3 уже может рассматриваться как близкая к реальному распределению площади остывшей коры Тихого океана для всего интервала в 170 млн лет, так как остывание распространялось концентрически от древнего ядра (поднятия Дарвина) в западной части океана. Сокращение же площади происходило в основном за счет перегретых участков ложа южной

и восточной частей Тихого океана при надвиге («наезде», по [12]) континентов на ложе океана. Гипотетические кривые TO-50, TO-100 и TO+10 при этом становятся ненужными, а вместо них можно изобразить изотермы поверхности дна.

В любом случае, механизм образования новой коры Тихого океана оказывается отличным от механизма спрединга в Индо-Атлантическом (по Ю.М. Пущаровскому) полушарии, что позволяет обоснованно делить океаны на первичный (Тихий) и вторичные (реципиенты), получающие энергию и площадь от Тихого океана (донора). С не меньшим обоснованием можно распространить определения «активный» и «пассивный» с континентальных окраин (и зон перехода) на соответствующие океаны. Современное равенство площади Тихого океана суммарной площади остальных океанов, наряду с глобальным постоянством теплового потока, свидетельствует о том, что мы оказались свидетелями момента, когда этот процесс практически завершился и тепловой поток во всех океанах стал одинаковым. Никакого спрединга в Тихом океане, как и субдукции, в этом случае вообще не нужно, а выравнивание теплового потока во всех океанах и является конечной (финальной) стадией эволюции океанов. Экстраполяция же всех распределений на рис. 3 в будущее, при данной точке зрения, должна представлять собой просто горизонтальную прямую от современной точки пересечения графиков.

Остается открытым лишь вопрос о природе (причине) неравномерного (асимметричного) вторичного разогрева мантии. Ответить на вопрос о природе этого разогрева мантии можно только, признав уникальность этого события не только для Земли, но и для всей Солнечной системы, а эту уникальность – следствием уникальности происхождения Земли [1, 6, 9].

Как бы то ни было, полученный результат позволяет обобщить на *всю* земную кору выводы Г. Штилле, изучавшего в первой половине прошлого века тектонику континентов, о том, что «современную тектонику мы должны рассматривать как последнюю и даже окончательную главу истории непрерывного, последовательного развития.... Современное состояние земной коры представляет полную или почти полную консолидацию» [17, с. 205]. Далее Г. Штилле пишет, что «сжатие альпийского типа более невозможно в условиях такой консолидации» (там же), нам же следует добавить, что масштабный спрединг в океанах более невозможен при дос-тигнутом тепловом балансе, когда снова стали возможными оледенения.

## Литература

1. Альвен Х., Аррениус Г. Эволюция Солнечной системы. М.: Мир, 1979. 512 с.
2. Богданов Ю.А., Каплин П.А., Николаев С.Д. Происхождение и развитие океана. М.: Мысль, 1978. 160 с.
3. Верба М.Л. История спрединга в Северном Ледовитом океане // Геолого-геофизическая характеристика литосферы Арктического региона. Вып. 2. 1998. СПб: ВНИИОкеанология, С. 29–47.
4. Джессифрис Г., Свирлс Б. Методы математической физики. Вып. 1. М.: Мир, 1969. 424 с.
5. Казанский Б.А. Структурное различие океанов // Геология морей и океанов: Тез. докл. XIII Междунар. шк. морской геол. Т. II. М. 1999. С. 33–331.

6. Казанский Б.А. Палеореконструкции в моделировании эволюции Земли. Владивосток: Дальнаука, 2002. 108 с.
7. Казанский Б.А. Прямой расчет потенциальной энергии рельефа поверхности Земли по цифровым данным // Физика Земли. 2005. № 10. С. 1–4.
8. Казанский Б.А. Энергетический анализ глобального рельефа // Геотектоника. 2006а. № 2. С. 83–93.
9. Казанский Б.А. Путь построения непротиворечивой теории глобальной эволюции // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС. 2006б. С. 292–295 (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1.).
10. Никольский Ю.И. Генетический ряд современных океанов и их континентальных окраин по геофизическим данным // Рос. геофиз. журн. 2002. № 27/28. С. 109–132.
11. Пущаровский Ю.М., Мазарович А.О., Меланхолина Е.Н. и др. Тектоника океанов в свете новых данных / Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 63–81 (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
12. Трубицын В. П. Геодинамическая модель эволюции Тихого океана // Физика Земли. 2006. № 2. С. 3–25.
13. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
14. Фурмарье П. Проблемы дрейфа континентов. М.: Мир, 1971. 256 с.
15. Чумаков Н.М. Общая направленность климатических изменений на Земле за последние 3 миллиарда лет // Докл. РАН. 2001. Т. 381, № 5. С. 652–655.
16. Чумаков Н.М. Причины глобальных климатических изменений по геологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 3. С. 3–25.
17. Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 187–208.
18. Gorau M. Magmatism – its development in Earth history. Tokyo: Kyoritsu Shuppan, 1973. 345 p.
19. Maxlow J. Global expansion tectonics: empirical small Earth modelling of an exponentially expanding Earth // Proc. Int. Symposium on NCGT <'98 TSUKUBA>. Tsukuba, 1998. P. 159–164.
20. Yano T, Matsumoto Yu., Wu G. Pacific genesis induced from Phanerozoic reheating of upper mantle // Himalayan Geology. 2001. V. 22, N 1. P. 51–64.

**В.Г. Казьмин<sup>1</sup>**

## **Эпохи растяжения и сжатия на окраинах океана Тетис как следствие перестроек на удаленных границах литосферных плит**

Геодинамическая природа некоторых деформаций растяжения и сжатия на окраинах океана Тетис до сих пор остается неясной. Можно выделить две группы событий такого рода. К первой группе относятся проявления рифтогенеза на пассивной окраине океана, в результате которых от края Гондваны отделялись узкие и протяженные блоки или цепочки блоков, перемещавшиеся впоследствии через океан к его активной окраине. Ко второй группе принадлежат инверсии и замыкания задуговых бассейнов, не связанные с коллизионными событиями.

Крупнейшая эпоха рифтогенеза на Гондванской окраине приходится на поздний карбон – раннюю пермь, когда произошло отделение «ленточно-го» континента Киммерия [1] и образование в его тылу новой спрединговой

<sup>1</sup> Институт Океанологии (ИО) РАН Москва, Россия.

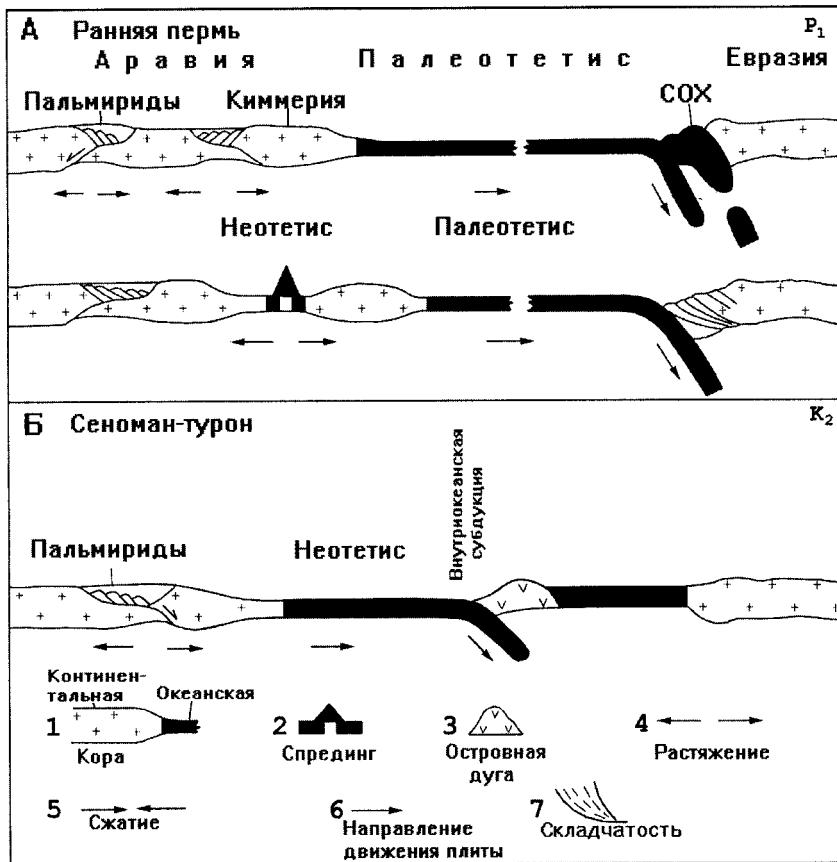
оси. Предполагалось, что рифтогенез имел задуговую природу [2], но геологических подтверждений этой концепции нет: на крупных фрагментах Киммерии (Анатолия, Иран, Фарахруд) отсутствуют проявления надсубдукционного магматизма. Также вряд ли можно связать рифтогенез с воздействием плюмов [3]. Хотя образование перигондванских рифтов местами сопровождалось магматизмом внутриплитного типа, трудно представить, как локализованное воздействие плюма могло привести к отделению «ломтя» литосферы шириной 300–500км и протяженностью до 6000км.

Раннепермский рифтогенез на пассивной окраине океана Палеотетис совпадал по времени с компрессионной деформацией на его активной окраине. Наиболее четко сжатие отмечено в кавказском сегменте, есть также данные о, по-видимому, одновозрастных деформациях на юге Туранской плиты (Северный Афганистан), на Северном Памире и Куналу-не. Деформация не была обусловлена коллизиями с микроконтинентами. Было высказано предположение, что она была связана с поглощением срединно-океанического хребта в зоне субдукции и временной блокировкой последней [4]. После возобновления субдукции в океане Палеотетис не оказалось дивергентной границы (оси спрединга), тяговая сила субдуцирующей плиты непосредственно транслировалась на пассивную окраину, и это явилось причиной рифтогенеза, откола Киммерии и образования новой оси спрединга (рис.1А).

Реальность механизма передачи напряжения от зоны субдукции на пассивную окраину океанического бассейна подтверждается другим, хорошо документированным примером. Около 95–87 млн лет тому назад в океане Неотетис на небольшом расстоянии от окраины Аравии возникла новая зона субдукции, с которой связывают образование в задуговых или интрападуговых условиях так называемых «периаравийских» офiolитов. Важно, что никакой спрединговой оси между Аравией и новообразованной зоной субдукции не было [5, 6]. Одновременно на пассивной окраине возобновилось раскрытие и погружение в системе пермско-триасовых рифтов, включавшей Пальмириды, Ефратский и Синджаарский авлакогены. В данном случае растяжение на пассивной окраине можно напрямую связать с передачей тяговой силы от зоны субдукции (см. рис.1Б).

Мезозойская – кайнозойская эволюция активной окраины в северо-западной части океана Тетис была в последние годы рассмотрена в ряде работ [7–10]. Четыре главные эпохи раскрытия задуговых морей – в раннем триасе, позднем триасе – ранней юре, апте–альбе и эоцене были связаны с образованием новых или активизацией старых зон субдукции. В свою очередь, многие инверсии задуговых бассейнов были приурочены к коллизионным событиям – в карнийском веке раннего триаса, в позднем мелу, палеоцене и позднем эоцене – кайнозое. Исключениями являются: крупнейшее инверсионное событие в средней юре и менее значительное в начале раннего мела, оба не связанные с коллизиями.

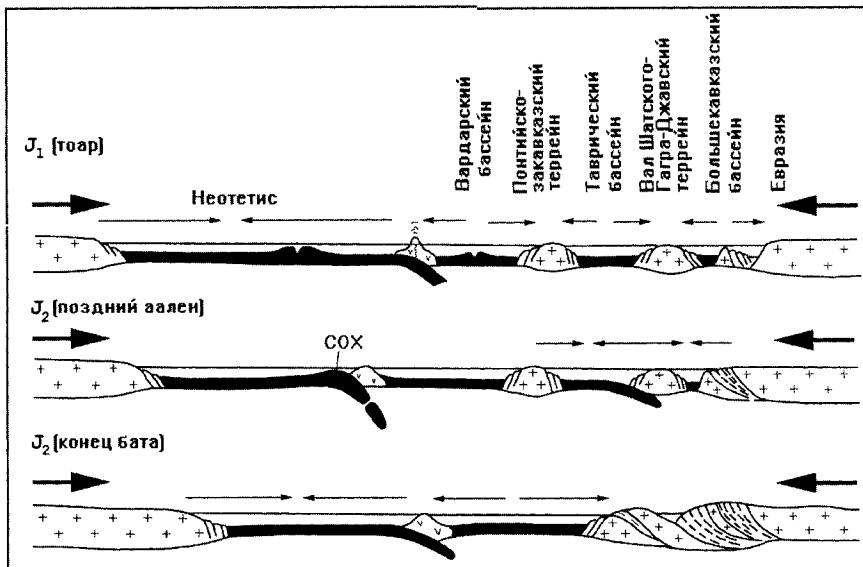
В западной части океана Тетис в ранней – начале средней юры к югу от Закавказско-Понтийско-Родопской пассивной окраины происходило



**Рис. 1.** Рифтогенез на пассивных окраинах: А – океана Палеотетис в ранней перми; Б – океана Неотетис в сеномане–туроне

уже примерно в течение 16–17 млн лет или более раскрытие Вардарского задугового бассейна. При ориентировочной скорости раскрытия 5–6 см/г, островные дуги на южной окраине бассейна могли достигнуть центральной части океана Неотетис, ширина которого, согласно глобальным реконструкциям [11, 6], составляла 2000–2200 км. Вероятно, что при этом могли произойти столкновение дуг со срединно-океаническим хребтом и времененная блокировка зон субдукции. Небольшое сближение Африки и Евразии в средней юре компенсировалось, в силу этого, инверсией и замыканием Таврического и Большекавказского бассейнов на евразиатской окраине палеоокеана (рис.2).

Раннемеловое сжатие проявилось в пределах крайней северо-западной части активной окраины океана Тетис: в Северной Добрудже,



**Рис. 2.** Инверсия задуговых бассейнов на активной окраине океана Неотетис в средней юре

в Крыму, возможно, на Северо-Западном Кавказе. Оно также не было связано с коллизией, но совпало с периодом надвигания оphiолитовых покровов на южную пелагонийскую окраину океана [12 и ссылки в этой работе]. Надвигание покровов рассматривается как результат столкновения островных дуг с пассивной окраиной, следовательно, субдукция в этой части океана оказалась временно блокированной. Сближение главных плит в это время компенсировалось сжатием в остаточных бассейнах (передовых прогибах) на северной активной окраине.

Работа была выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-64184).

## Литература

1. *Sengör, A.M.C.* Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications // *Nature*. 1979. V.29. P. 590–593.
2. *Sengör A.M.C., Cin A., Rowley D.B., Shangyou N.* Magmatic evolution of the Tethysides: a guide to reconstruction of collage history // *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoccol.* 1991. V.87. P.411–440.
3. *Segev A.* Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from Levant and other provinces // *Tectonophysics*. 2000. V.325. P. 257–277.
4. *Kazmin, V.G.* The late Paleozoic to Cainozoic intraplate deformation in North Arabia: a response to plate boundary forces / *S.A.P.L Cloetingh., Z. Ben-Avraham. (eds)* // (EGU) Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2002. V. 2, P. 123–138.
5. *Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E., Kazmin V.G. et al.* Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1:20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel // *Bull. Soc. Géol. France*. 1985. V. 1(5), P. 637–652.

6. *Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / J. Dercourt, L.-E. Ricou, B. Vrielynck (eds) // Gauthier-Villars, Paris. 1993. 14 maps. 1 pl.*
7. *Ustaómer T., Robertson A. Tectonic-sedimentary evolution of the Northern Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey / A.G. Robinson (ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region // AAPG. 1997. Memoir 68. P. 255–290.*
8. *Nikishin A.M., Zigler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev, M.V., Tikhomirov P.L. Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain / P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson, S. Crasquin-Soleau (eds) Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan rift / wrench basins and passive margins // Mémoires Musée national Histoire Naturelle. 2001 V. 186. P. 295–346.*
9. Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф. Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции // Геотектоника. 2005. №5. С.20–35.
10. Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф. Позднемезозойские-эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции. Геотектоника. 2006. №3. С.9–22.
11. Golonka J.
12. Brown, A.M., Robertson A.H.F. 2004. Evidence for Neotethys rooted within the Vardar suture zone from the Voras Massif, northernmost Greece // Tectonophysics, V. 381. P. 143–173.

**A.К. Карабанов<sup>1</sup>, Р.Г. Гарецкий<sup>1</sup>, Р.Е. Айзберг<sup>1</sup>**

## Неогеодинамическая стадия развития запада Восточно-Европейской платформы: сопряженность внутри- и окраинно-плитных процессов

Выполненные в последние годы исследования по корреляции тектонических событий мезозойско-кайнозойского времени подтверждают существование прямых связей между фазами тектонических деформаций на континентах и структурными перестройками в океанах, а также периодический (циклический) характер таких событий [1]. Крупный тектонический цикл, приходящийся на мезозой и кайнозой, выделяют как киммерийско-альпийский этап. Этот этап – завершающий в истории тектонического развития земной коры. В западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) он характеризуется, так же, как и более ранние герцинский, кaledонский, позднебайкальский этапы, сопряженностью внутри- и окраинно-плитных геодинамических процессов.

Большую часть киммерийско-альпийского этапа на территории запада ВЕП доминировали внутриплитные геодинамические обстановки, характеризовавшиеся развитием платформенных синеклиз, впадин и относительно малоамплитудных поднятий. При этом наблюдается прямая корреляция возрастания либо сокращения средней скорости кайнозойского (как и юрско-мелового) спрединга в Атлантике с чередованием соответственно трансгрессивных и регressive циклов седиментации, которые в общих чертах отвечают основным морским и континенталь-

<sup>1</sup> Институт геохимии и геофизики (ИГиГ) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

ным формациям и стадиям киммерийско-альпийского этапа. Рифтогенная геодинамическая обстановка, приуроченная к восточной части акватории Балтийского моря, начала складываться только в ходе неотектонической стадии в самом конце этапа (средний плейстоцен).

Киммерийско-альпийский этап в западной части ВЕП подразделен на три подэтапа: киммерийский (позднетриасово-юрский), ларамийский (меловой) и альпийский (палеоцен-антропогеновый), которые соответствуют основным структурным этажам киммерийско-альпийского комплекса. Каждый из подэтапов в свою очередь распадается на шесть стадий: позднетриасово-среднеюрскую (раннекиммерийскую, 230–155 млн лет назад), келловейско-оксфордскую (позднекиммерийскую, 155–140 млн), валанжинско-аптскую (раннеларамийскую, 140–108 млн лет), альб-позднемеловую (позднеларамийскую, 108–65 млн лет), палеоцен-раннеолигоценовую (раннеальпийскую, 65–28 млн лет), позднеолигоцен-четвертичную (позднеальпийскую, неотектоническую, новейшую, 28 млн лет – настоящее время). Этим стадиям отвечают «малые тектонические циклы», осложняющие основные эпохи орогенеза (отвечающие трем подэтапам): киммерийскую, ларамийскую и альпийскую. Внутри «малых тектонических циклов» (циклов Штилле) выявлено до 15 фаз орогенеза в складчатых областях и соответствующих им фаз активизации тектонических движений и перерывов в осадконакоплении (несогласий) на платформах [2].

Начало новейшей стадии на западе ВЕП определяется резким падением уровня океана в позднем олигоцене, которое совпадает с первым эпизодом коллизии Африканско-Аравийской и Евразийской литосферных плит, закрытием океана Тетис и савской фазой альпийского орогенеза. Этот глобальный рубеж отвечает старту материкового оледенения Антарктиды, а весь рассматриваемый «малый тектонический цикл» соответствует завершающей стадии киммерийско-альпийского этапа.

Неотектоническая стадия выделяется в истории геологического развития региона ВЕП рядом особенностей. Во-первых, в сравнении с предшествующим временем относительно «спокойного» постгерцинского развития, степень тектонической активности территории заметно возросла; во-вторых, произошла перестройка структурного плана, сопровождавшаяся инверсией части допозднеолигоценовых платформенных структур и появлением новых структурных форм; в-третьих, ход геодинамических процессов характеризовался изменчивостью во времени и пространстве; в-четвертых, в формировании структуры верхней части земной коры существенную роль сыграли экзогеодинамические факторы (покровные древнематериковые оледенения, техногенез). При этом на эволюцию неотектонических процессов влияли как внутриплатформенные (особенно начавшийся в самом конце новейшей стадии континентальный рифтогенез в сводовой части Балтийского щита), так и окраинные или внешние по отношению к кратону геодинамические события (развитие Альпийско-Карпатского орогена) [3].

Главным геодинамическим событием неотектонической стадии в западной части ВЕП стало начало около 0,4 млн лет назад континентального рифтинга в сводовой части Балтийского щита, заложение котловины Балтийского моря и формирование Черноморско-Балтийского водораздела. Именно это событие в сочетании с продолжавшимся поднятием Украинской и Воронежско-Тверской новейшей антеклизы обусловило окончательное оформление неотектонической Литовско-Эстонской моноклинали и современного структурного плана региона [4]. Неотектоническую стадию здесь, в свою очередь, разделяют на три подстадии: позднеолигоцен-среднемиоценовую, позднемиоцен-раннеплейстоценовую и средне-позднеплейстоценовую, которые обнаруживают закономерную связь с колебаниями уровня океана, развитием региональных трансгрессий морских бассейнов Мезо- и Нео-Паратетиса, а также циклическими изменениями скорости спрединга в Центральной Атлантике, скорости сближения Евразийской и Африканской литосферных плит, суммарного объема продуктов вулканических извержений и средней скорости неотектонических движений в коллизионном Альпийско-Гималайском складчатом поясе.

В новейшее время в зоне Альпийско-Карпатского сегмента межплатино-го коллизионного пояса проявилось не менее шести фаз активизации тектонических движений: савская, штирийская, молдавская, аттическая, роданская, валахская. Анализ условий залегания, распределения мощностей и литолого-фациального состава новейших (верхнеолигоцен-четвертичных) отложений в зонах активных разрывных нарушений на территории запада ВЕП позволил по степени проявления в амплитудах смещений и несогласиям в залегании слоев выделить три из названных фаз. Оказалось, что они совпадают с рубежами основных неотектонических подстадий: позднеолигоцен-среднемиоценовой, позднемиоцен-среднемиоценовой, позднемиоцен-раннеплейстоценовой и средне-позднеплейстоценовой.

Первую из основных фаз неотектонической активизации можно со-поставить с савской фазой альпийского тектогенеза. Эта фаза соотно-сится с началом новейшей (позднеальпийской) стадии, общим поднятием региона и регрессией раннеолигоценового моря. Вторая фаза активизаций неотектонических движений в регионе в общих чертах совпадает с молдавской фазой. В Карпатах это выражалось проявлением крупно-масштабных горизонтальных перемещений в условиях вызванного глобальными коллизионными процессами мощного сжатия, формировании глыбово-покровных структур, оформлении неотектонического каркаса Карпатского орогена и главных черт новейшей структуры внутреннего и предгорного прогибов. В результате началось поднятие Украинского щита и прилегающих к нему областей, вызвавшее оформление неотектонической Припятской ступени. В это время в Альпийско-Карпатском поясе отмечается всплеск вулканической деятельности. Среднемиоценовая фаза активизации четко фиксируется по инверсии направления сме-щений по Центральному разлому на площади Старобинского месторож-дения калийных солей [5]. Третья фаза активизации (ускорения) неотек-

тонических движений приурочена к среднему плейстоцену. Среднеплейстоценовая фаза отчетливо появилась в скоростях и характере кинематики Центрального и других разломов на площади Старобинского месторождения. Кроме того, скорее всего именно в среднем плейстоцене сформировалась значительная часть локальных структур в северных и северо-западных районах Беларуси, произошло ускорение роста некоторых соляных поднятий в Припятском прогибе.

Активизация многих разрывных нарушений и формирования локальных структур в среднем плейстоцене, по-видимому, обусловлена сочетанием нескольких причин: начавшимся в голштейнском (александрийском, лихвинском) межледниковых (около 400 тыс. лет назад) континентальным рифтогенезом в Восточной Балтике, валахской (пасаденской) активизацией тектонических движений Альпийско-Карпатского орогена, периодически возобновляющейся гравитационной и динамической нагрузкой на субстрат древнематериковых ледниковых покровов, мощность которых могла достигать первых километров. Определенное влияние на среднеплейстоценовое «оживление» разломов могло оказывать и нарастание интенсивности и контрастности тектонических движений в пределах Кавказского орогена, достигшее максимума на рубеже раннего и среднего плейстоцена (апшерон). При этом следует подчеркнуть, что рассчитанные по амплитуде относительно смещений по Центральному и другим активным разломам на территории Беларуси значения скоростей вертикальных движений для среднего плейстоцена (20–25 м/млн лет и более) оказались значительно выше по сравнению со временем среднемиоценовой фазы неотектонической активизации разрывных нарушений (около 10 м/млн лет для Центрального разлома).

Выделенные в западной части ВЕП по геологическим данным три подстадии новейшей (позднеальпийской) стадии киммерийско-альпийского этапа и совпадающие с границами этих геохронологических интервалов фазы неотектонической активизации хорошо коррелируют с известными по многим работам геоморфологическими (морфотектоническими) циклами развития Западно-Европейской платформы и всей Восточно-Европейской платформы.

## Литература

1. Соколов С.Д. Корреляция тектонических событий // Современные проблемы геологии.;). М.: Наука, 2004. С.49–68. (Тр. ГИН РАН; Вып. 565).
2. Тектоника запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Р.Г.Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1990. 168 с.
3. Карабанов А.К. Новейшая тектоника и геодинамика Беларуси: научно-методические аспекты // Полезные ископаемые Беларуси: геология месторождений и рациональное использование. Минск: Изд-во БГУ, 2003. С.28–34.
4. Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Вишневский В.Н., Кадол В.М., Аронов А.Г. Новейшая геодинамика зоны Центрального разлома Старобинского месторождения калийных солей // Докл. НАН Беларуси. 2003. Т.45, № 2. С.88–92.
5. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Паличенко В.П., Шляупа А.И. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника. 1999. № 5. С.3–14.

## Геотектоническая периодизация раннего докембria

Вопросы как общей, так и региональной геотектоники и эволюции раннего докембria, в течение которого был сформирован кристаллический фундамента древних платформ, не могут эффективно рассматриваться вне системы его геотектонической периодизации. Существуют разные подходы к этой проблеме, но наиболее распространенным до сих пор остается деление раннего докембria на *архей* и *протерозой*, с их последующим более дробным расчленением. Эти подразделения большинством исследователей все еще рассматриваются и как хроностратиграфические, и как геотектонические единицы, поскольку само их выделение и более дробное расчленение долгое время базировалось на тектонической основе. Сейчас такой подход уже нельзя считать оправданным, прежде всего с точки зрения классической стратиграфии. Если принять во внимание стремление стратиграфии к выделению подразделений, ограниченных глобальными изохронными границами, то признание архея и протерозоя в качестве стратиграфических подразделений общей шкалы, имеющих геотектоническую природу, приводит к выводу о глобальном синхронном проявлении геотектонических событий и рубежей. Эти представления уже давно были опровергнуты на примере фанерозоя и в свете современных данных также маловероятны по отношению к раннему докембрию.

Оценивая с позиций сегодняшнего дня итоги геотектонического подхода к стратиграфическим исследованиям докембria, следует отметить, что они сыграли важную роль в своем прямом – геоисторическом, геотектоническом и геоэволюционном – назначении. Однако они мало что дали для собственно современной стратиграфии и хроностратиграфии раннего докембria, которые, в конечном итоге, сейчас полностью базируются на результатах изотопно-геохронологических исследований. Именно в этой системе устойчиво сохраняются термины «архей» и «протерозой», которые давно уже утратили свою изначальную содержательную историко-геологическую нагрузку, свои стратотипы и остаются исключительно «носителями» геологического времени. В этих условиях геотектоническая периодизация нуждается в своей самостоятельной разработке, аргументации, терминологии и использовании.

Именно такие независимые подходы к периодизации давно сложились применительно к постдокембriйской истории геологического развития и активно продвигаются вглубь нее, охватив уже и поздний докембriй. Для фанерозойской истории используются как общепринятая геохронологическая периодизация, которая базируется на палеонтологических материалах эволюции органического мира, так и геотектоническая периодизация. Согласно последней, история земной коры рассматривается как ряд последовательных крупных геотектонических эпох

---

<sup>1</sup> Львовский национальный университет (ЛНУ), Львов, Украина

(или циклов) – от наиболее древнего – байкальского, до альпийского. Для этого длительного этапа геотектонического развития Г. Штилле предложил термин «неогей» и противопоставил его всей более ранней, нерасчлененной на то время в геотектоническом отношении истории земной коры, которую назвал «протогеем».

На примере неогея можно видеть, что для характеристики одного и того же интервала геологической истории успешно используются две системы периодизации – биостратиграфическая и геотектоническая, которые не отрицают, а содержательно дополняют одна другую. Основные рубежи этих систем не совпадают во времени. При этом соотношение разных периодизаций между собой таково, что первая из них играет роль стратиграфической основы и характеристической, хронометрической (возрастной) шкалы по отношению к геотектоническим эпохам.

Такое же соотношение, по нашему мнению, возможно и между хроностратиграфической и геотектонической периодизацией раннего докембрия. С одной стороны уже существует хроностратиграфическая шкала, основу которой традиционно составляют «архей» и «протерозой», с их расчленением на ранний (нижний), средний и поздний (верхний) подразделения, или с их новейшими названиями – палео-, мезо-, неоархей или -протерозой. С другой стороны, на основании собственно геотектонических признаков может быть обоснована и включена в обиход самостоятельная геотектоническая периодизация.

На уровне местных схем расчленения нижнего докембрия такой подход уже давно использовался исследователями разных регионов, которые выделяли различающиеся структурно-вещественные комплексы, прежде всего, как геисторические (событийные, тectonostratigraphические) подразделения с их последующей возрастной характеристикой (таблица). Что же касается геисторических (событийных), а не собственно возрастных (стратиграфических), подразделений общей шкалы периодизации докембрия, то здесь можно назвать относительно ограниченный круг исследователей, которые развивали направление, заложенное Г. Штилле (Л.И. Салоп, Ч.Б. Борукаев, В.И. Шульдинер, автор данного сообщения и некоторые другие). В этом направлении были достигнуты значительные успехи. Однако выделяемые геотектонические подразделения так и не получили пока такого же признания, как для неогея.

В.И. Шульдинер [1] разработал усовершенствованную схему, в которой, наряду с неогеем и протогеем, в понимании Г. Штилле, выделил наиболее древний мегахрон и предложил для него название «эогей». Согласно В.И. Шульдинеру, эогей не имеет достаточных оснований для более дробного расчленения, в чем ощущается влияние доминирующих в то время представлений о неделимости дозеленокаменного архея, тогда как протогей автор разделил на раннюю (онтарию) и позднюю (карелию) тектонические эры, или геохроны. Основанием для выделения мегахронов явилось соотношение структурных планов соответствующих групп (акротем в современной номенклатуре), а геохроны протогея разли-

## Геотектоническая периодизация юкембрия щитов

Общая геотектоническая периодизация	Региональная геотектоническая периодизация	Общая (межрегиональная) геотектоническая периодизация (для щитов территории СНТ)	Типы геолого-формационных комплексов	Геохронологическая шкала
Геотектонические этапы (метахронии)	Геотектонические эпохи	Геотектонические подразделения	Возрастной интервал (млн. лет)	
<b>Неогей</b>	– овручская (УЦ)	овручий		<1900
<b>Протогей</b>	поздний	– криворожская (ингульская) – УЦ – карельская (ладожская) – БЦ – тунгурчинская (удоканская) – АСЦ	– криворожский (ингульский) – УЦ – карельский (ладожский) – БЦ – удоканий – АСЦ	gneiso-сланцевый и железисто-кремнисто-сланцевый
ранний		– коньская – УЦ – лопийская – БЦ – сахаборская – АСЦ	– конький – УЦ – лопий – БЦ – сахаборий – АСЦ	зеленокаменный
поздний		– аульская – УЦ – становая – АСЦ	– аулий – УЦ – становый – АСЦ	амфиболито-gneйсовый
<b>Этогей</b>	ранний	– камчатская – УЦ – побужская – УЦ – ачаланская – АСЦ	– побужий – УЦ – алданский – АСЦ	гранулито-gneйсовый
				3500/2900 – >4000
				>4000

Примечание. Условные обозначения щитов: УЦ – Украинского, БЦ – Оалтайского, АСЦ – Алдано-Станового

чаются на основании их относительной возрастной последовательности и геолого-формационного состава соответствующих тектоностратиграфических подразделений.

В настоящее время можно считать доказанным существование и в составе дозеленокаменных образований двух самостоятельных последовательно сформированных стратигеновых комплексов – гранулито-гнейсового и амфиболито-гнейсового, отвечающих геохронам эогея. С учетом этого общее предлагаемое геотектоническое деление докембрия показано в таблице.

Анализ особенностей распределения тектоностратиграфических комплексов в раннедокембрийской структуре щитов дает возможность дополнить новым содержанием ранее сделанное В.И. Шульдинером [1, с. 221] определение «эогея» и «протогея» как геоисторических этапов, отличающихся геотектоническим и сопутствующими режимами. Их основополагающей, на наш взгляд, структурно-геотектонической характеристикой является то, что *эогей может рассматриваться как этап развития земной коры, который характеризовался нечеткой (догеоблоковой) геотектонической дифференциацией, а протогей – как этап отчетливой геоблоковой геотектонической дифференциации*. Мегахроны раннего докембра имеют сугубо геотектоническую природу и отражают структурную эволюцию земной коры. В то же время вещественные – геолого-формационные – отличия геохронов вызваны, скорее всего, изменением палеоклиматических и связанных с этим палеогеографических условий на поверхности Земли, происходивших на геотектоническом фоне соответствующих мегахронов. Поэтому *мегахроны* могут определяться как этапы геотектонического развития земной коры, а *геохроны* – как структурно-вещественные стадии этих этапов.

Объяснение природы геолого-формационных особенностей геохронов приводит к выводу о глобальном изохронном характере их рубежей. Возрастное положение границы раннего и позднего эогея достоверно неизвестно. Можно лишь условно считать ее древнее 3900 млн лет, исходя из изотопно-геохронологических датировок серии Исуа. Граница между ранним и поздним протогеем располагается около 2600 млн лет. Появление обоих рубежей, наиболее вероятно, связано с глобальным изменением условий литогенеза.

Геотектонический рубеж эогея и протогея, как свидетельствуют современные изотопно-геохронологические данные, является диахронным и, скорее всего, связан с достижением ранней корой, в результате ее последовательного охлаждения, состояния хрупкой деформации и возможности образования пограничных глубинных разломов. Как показывают изотопно-геохронологические данные, начало формирования зеленокаменных комплексов – первых вещественных свидетельств протогея на щитах, дает значения от 3500 до 2900 млн лет, что и можно считать возрастным интервалом смены в разных регионах эогейского пермобильного догеоблокового стиля развития земной коры принципиально

иным – *протогейским* – режимом геоблоковой тектонической дифференциации.

## Литература

1. Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ М.: Недра, 1982. 226 с.

---

В.П. Кирилюк<sup>1</sup>

## Формирование раннедокембрийского фундамента древних платформ (концепция кратоногенеза)

Раннедокембрийский фундамент кратонов, доступный для непосредственного изучения на щитах древних платформ, обладает отчетливыми структурно-вещественными особенностями, отличающими его от других типов геотектонических элементов земной коры. Эти отличия давно известны, на них неоднократно акцентировали внимание многие ученые. И, тем не менее, геологическая и геотектоническая история формирования фундамента в целом и его отдельных структурных элементов на щитах до сих пор чаще всего рассматривается с позиций геотектонических концепций, разработанных на материалах изучения структур неогея.

Многие известные исследователи докембра проводили сравнение и древнейших – *архейских* – комплексов, и геологических условий их формирования, с более молодыми образованиями и приходили к выводу о «глубокой специфике раннедокембрийских этапов развития Земли»[1, с. 222]. Однако при этом не создавалось общей картины – *модели* – ранней геологической эволюции как сложного многогранного процесса формирования раннедокембрийской земной коры, с присущими ей структурно-вещественными особенностями. Возможности для создания такой модели принципиально меняются, если поставить задачу в несколько ином аспекте а именно, как создание *модели формирования своеобразного структурного элемента, каким является фундамент древних платформ*. Коренное отличие этих подходов заключается в том, что во втором случае объясняется не только последовательность смены структурно-вещественных (геолого-формационных) комплексов и условий их образования во времени, но и закономерности площадного и пространственного распределения этих комплексов в структуре фундамента. Эта сторона является не менее важным аспектом раннедокембрийской эволюции фундамента, чем особенности его вещественного (геолого-формационного) состава.

В кратком изложении модель формирования фундамента древних платформ, разработанная главным образом на материалах щитов древ-

---

<sup>1</sup> Львовский национальный университет (ЛНУ), Львов, Украина

них платформ Северной Евразии, приводится ниже. За структурно-вещественную основу для разработки модели приняты представления об этажно-блочном строении раннедокембрийского фундамента щитов и существовании различных типов мегаблоков, а за временну́ю координату – этапы и стадии геотектонической эволюции [2].

**Эогейский этап. Ранняя стадия.** Наиболее ранние стратигенные образования щитов представлены мощными (более 15 км) гранулито-гнейсовыми комплексами. Они известны во всех типах мегаблоков щитов и доминируют в фундаменте Восточно-Европейской и Сибирской платформ, что свидетельствует об их первоначальном непрерывном распространении на поверхности («пангранулитовая область»). Вместе с данными о повсеместной интенсивной пликативной дислоцированности комплексов, их широкое распространение оправдывает применение к этой стадии, и этапу в целом, предложенного Л.И. Салопом термина «пермобильный». Высокотемпературное состояние верхней коры вплоть до земной поверхности и соответствующие этому ее реологические свойства исключали возможность формирования разрывных нарушений и структурной фрагментации коры.

Исследования по восстановлению дометаморфического состава гранулито-гнейсовых комплексов и условий их метаморфизма привели нас к выводу о возникновении исходных осадочных и вулканогенных формаций в субазральных условиях высокотемпературной поверхности Земли ( $t \sim 500-550^{\circ}\text{C}$ ,  $p \sim 100-150$  кбар) [3]. При таких начальных безводных условиях был возможен лишь гранулитовый метаморфизм и сопутствующий изофициальный ультраметаморфизм. По аналогии с подобными современными условиями на планете Венера, эта стадия названа «афроподобной», хотя по отношению к ней столь же правомерны и названия «безгидросферная» или «протогранулитовая» стадия.

Сравнительное изучение гранулито-гнейсовых комплексов разных мегаблоков дает возможность наметить нескольких типов разрезов по соотношению в них метавулканогенных и металитогенных образований (вулканолитогранулитовый, литовулканогранулитовый и вулканогранулитовый типы), очевидно, свидетельствующих о существовании уже на этой стадии неотчетливых геотектонических неоднородностей.

**Поздняя стадия.** Следующая стадия пермобильного этапа знаменуется формированием исходных толщ амфиболито-гнейсовых («серогнейсовых», TTG) комплексов. Она связана, вероятно, с появлением гидросфера, начальная температура которой могла составлять около  $+150 \div +160^{\circ}\text{C}$ , что подтверждается изотопными исследованиями кислорода из кремнистых пород серии Исау. Это событие, которое произошло более чем 4000 млн лет назад, имело глобальный характер и принципиально изменило обстановку литогенеза. В условиях высокотемпературной водно-паровой оболочки Земли и связанным с этим отсутствием климатической зональности и круговорота воды, происходило формирование почти исключительно вулканических толщ. Высокая обводненность исходных толщ ограничила максимальный метаморфизм комплексов высокотемпе-

ратурной амфиболитовой фацией с широким развитием сопутствующих процессов палингенно-анатектического гранитообразования. Процессы гранулитового метаморфизма и ультраметаморфизма на этой стадии продолжались и в ранее сформированных раннеэогейских комплексах.

На этой же стадии, очевидно, начали оформляться нечетко обособленные гранулитовые (одноэтажные) и гранулит-амфиболитовые (два структурных этажа) области. Сравнение амфиболито-гнейсовых комплексов разных мегаблоков показывает существование и на этой стадии геотектонических неоднородностей, о чем свидетельствуют два разных типа разрезов – кристаллосланцево-гнейсовый (становой тип) в пределах гранулит-амфиболитовых мегаблоков и кристаллосланцево-амфиболитовый (аульский тип) в гранитно-зеленокаменных областях (мегаблоках). Кора по-прежнему сохраняла высокую пластичность и повсеместную мобильность, в связи с чем эта «протоамфиболитовая термогидросферная» стадия также рассматривается в составе пермобильного этапа.

**Протогейский этап. Ранняя стадия.** Начало протогейского этапа ознаменовалось возникновением первых геотектонических элементов земной коры с четкими фиксированными границами, каковыми являются гранитно-зеленокаменные области (мегаблоки). Оно сопровождалось формированием вулканогенных зеленокаменных комплексов. Возникновение гранитно-зеленокаменных областей может быть связано с последовательным охлаждением коры и достижением ею состояния хрупкой деформации. Эта стадия и соответствующие структурные элементы проявлены на всех щитах. Однако, в связи с неравномерным охлаждением коры, зеленокаменная стадия в разных регионах наступала несинхронно, во временному интервале от 3500 до 2900 млн лет.

Особенности разрезов эогейских дозеленокаменных комплексов гранитно-зеленокаменных областей, также сложенных преимущественно метавулканогенными образованиями, дают основание предполагать унаследованную природу этих геотектонических элементов, подготовленных структурно-вещественными неоднородностями предшествующего этапа развития. Гранитно-зеленокаменные области (мегаблоки) могут рассматриваться как геоструктурные элементы непрерывного вулканического развития на протяжении всей раннедокембрийской истории и единственным типом областей, в пределах которых происходило накопление мощных раннепротогейских зеленокаменных разрезов, хотя и они занимают в целом небольшие площади в фундаменте платформ. За пределами этих областей зеленокаменные комплексы имеют крайне ограниченное распространение в мелких приразломных и троговых структурах. Преобладающий вулканогенный состав раннепротогейских комплексов с весьма ограниченной ролью незрелых терригенных осадков свидетельствует о продолжающихся «термогидросферных» условиях литогенеза на фоне нового тектонического режима.

**Поздняя стадия.** Начало поздней протогейской стадии ознаменовалось формированием мощных толщ терригенных осадков в разных па-

леотектонических обстановках и дальнейшей геотектонической дифференциацией коры. Наряду с гранитно-зеленокаменными областями (мегаблоками) обособились гранитно-гнейсосланцевые области (мегаблоки) и области устойчивых поднятий – фрагменты гранулитовой и гранулито-амфиболитовой областей. В гранитно-зеленокаменных областях происходило накопление вулканогенно-хемогенно-терригенных (железисто-керемисто-сланцевых) комплексов, а в гранитно-гнейсосланцевых областях одновременно с ними – флишоидных карбонатно-терригенных (гнейсо-сланцевых) комплексов.

Начало массового накопления терригенных образований связано, вероятнее всего, с общим понижением температуры поверхности и внешних оболочек Земли (до + 40–50°C) и включением, в связи с этим, механизма круговорота воды. Это привело к возникновению условий литогенеза, в палеоклиматическом отношении близких к актуалистическим обстановкам («нормогидросферная» стадия). Такая смена условий литогенеза на фоне протогейского тектонического режима носила глобальный характер, поэтому с чем граница раннего и позднего протогея может рассматриваться как изохронная на уровне около 2600 млн лет.

Унаследованная от эогейского этапа высокая энергонасыщенность верхней коры привела к повсеместному метаморфизму протогейских образований, достигающему низов амфиболитовой фации в зеленокаменных комплексах и даже условий локального ультраметаморфизма в гранитно-гнейсосланцевых комплексах. Изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о продолжающихся в протогее активных высокотемпературных петрологических процессах и в эогейских комплексах, в областях поднятий на уровне современного денудационного среза, и их завершении около 1900–2000 млн лет в связи с общей кратонизацией фундамента и наступлением неогейского этапа.

Изложенные взгляды на формирование фундамента кратонов, или *кратоногенез*, в отношении как экзогенных, так и эндогенных условий несовместимы с известными тектоническими концепциями формирования геоструктур неогея, хотя в отдельных случаях возможно совпадение конвергентных структурно-вещественных ситуаций. Однако принципиальное отличие раннедокембрийского и неогейского геологического развития состоит в том, что в неогее, прежде всего, тектонические режимы определяли характер осадконакопления, магматизма, метаморфизма и общие структурно-вещественные особенности различных геоструктурных элементов, в то время как раннедокембрийское развитие земной коры определялось термической эволюцией верхних оболочек Земли, обусловившей смену типов литогенеза, глубинного петрогенеза и даже общую направленность развития структуры фундамента и проявления деформационных процессов.

## Литература

1. Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ М.: Недра, 1982. 226 с.

2. Кирилюк В.П. Мегаблоки и геолого-структурные области в раннедокембрийском фундаменте и тектоническом развитии щитов древних платформ // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: М.: ГЕОС, 2006. С. 303–307. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Кирилюк В.П. Об особенностях седиментации, метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры // Геол. журн. 1971. Т. 31, № 6. С. 42–54.

---

**А.Ю. Кисин<sup>1</sup>**

## **Эволюция общекоровой складчатости и мобильных поясов**

Известно, что земная кора в мобильных поясах характеризуется сильной изменчивостью физических свойств по латерали. Геолого-геофизические исследования показывают, что анизотропия физических свойств коры обусловлена резкими изменениями ее структурно-вещественного состава и высокой трещиноватостью. В связи с последним обстоятельством, некоторые исследователи считают кору мобильных поясов недостаточно упругой для волнообразного коробления. Тем не менее, концепция реологической и тектонической расслоенности коры остается справедливой и для мобильных поясов. В этом легко убедиться, сравнивая результаты сейсмических исследований стабильных и мобильных областей: по упругим свойствам их разрезы различаются крайне незначительно.

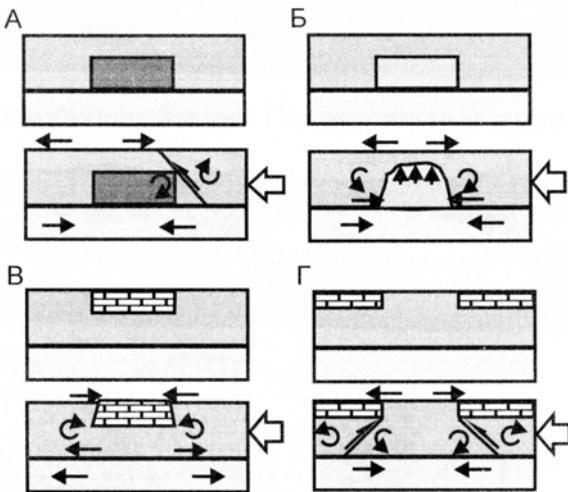
В таком случае упругую верхнюю кору можно представить как «компетентный слой», а пластичную нижнюю кору и атмосферу (гидросферу) как «некомпетентные слои». Следовательно, при наличии горизонтально ориентированных сжимающих сил здесь имеются условия для развития продольных изгибов коры. Наиболее интенсивные напряжения сжатия для таких областей характерны при коллизионных процессах, ведущих к кардинальным вещественно-структурным преобразованиям и утолщению земной коры.

Механическое утолщение коры возможно в результате простого или чистого сдвига, продольного изгиба и их комбинации. Простой сдвиг характерен для надвигов и шарьяжей. Раннее [1] автором было показано, что надвиг, достигающий кровли нижней коры, и продольный изгиб коры являются тектонопарой: надвиг не может развиваться без продольного изгиба, и наоборот, изгиб не может развиваться без надвига. Потеря изгибной устойчивости коры при ориентированном горизонтальном сжатии может произойти на любом ее участке, отличающемся по механическим свойствам от окружения (рис. 1).

Основные представления об общекоровой складчатости изложены в: [2]. Важной особенностью продольного изгиба является возникновение внутри толщи нейтральной поверхности, на которой происходит смена

---

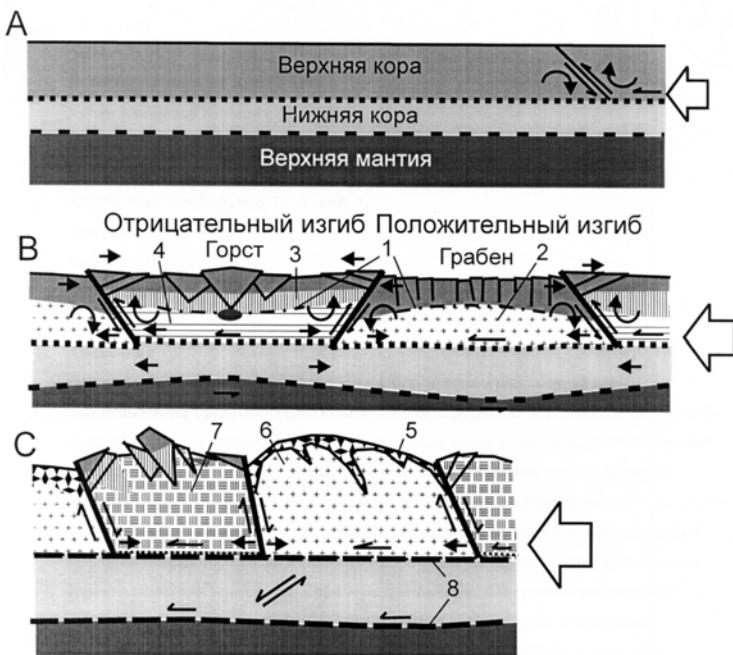
<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия



**Рис. 1.** Потеря изгибной устойчивости земной коры

А – «жесткий» блок в основании верхней коры; Б – «пластичный» блок в основании верхней коры; В – «пластичный» блок в кровле верхней коры; Г – выступ фундамента

знаков напряжения. Положение нейтральной поверхности в разрезе зависит от многих факторов и не может быть стабильным в процессе деформаций [3]. Напряжения при продольном изгибе прямо пропорциональны расстоянию до нейтральной поверхности. Вызванные изгибом деформации коры сопровождаются рядом геологических процессов, различных для антиклинальных и синклинальных структур (рис. 2). При положительном изгибе выше нейтральной поверхности возникают условия растяжения и закладывается осевой грабен. Ниже этой поверхности реализуются условия сжатия и происходит трансформация механической энергии в другие ее виды (прежде всего, – в тепловую). Это вызывает быстрый разогрев пород, наиболее интенсивный на максимальном удалении от нейтральной поверхности. Резкая смена Р-Т условий среды сопровождается метаморфизмом пород и изменением их реологических свойств. Разогретый до пластичного состояния материал выжимается в основание грабена, что ведет к формированию куполовидных структур и зональному высокоградиентному метаморфизму вмещающих их пород. В зависимости от субстрата куполовидные структуры могут быть сложены различными амфиболитами и/или гранито-гнейсами. Высокое давление в куполовидных структурах в период их формирования поддерживается стрессовым давлением на глубоких горизонтах. В целом, благодаря продольному изгибу кора получает утолщение. Пластичная нижняя кора также испытывает сжатие и утолщается преимущественно по механизму чистого сдвига. Граница Мохо при этом прогибается. Породы нижней коры, как и верхней, испытывают метаморфические преобразования.



**Рис. 2.** Эволюция общекоровой складчатости

А – образование надвига и потеря изгибной устойчивости коры; В – формирование общекоровой складчатости; С – трансформация общекоровой складчатости в надвиговые пластины. 1 – нейтральная поверхность; 2–7 – области: 2 – разогрева и метаморфизма пород при сжатии, 3 – слабого метаморфизма при сжатии, 4 – метаморфизма при растяжении, 5 – зонального метаморфизма, 6 – пластического и квазипластического течения, 7 – преимущественно квазипластического течения; 8 – тектонические срывы

При отрицательном изгибе коры выше нейтральной поверхности реализуются условия сжатия. Низкое литостатическое давление и низкие температуры ведут к преобладанию здесь хрупких деформаций. Обеспечение реализации изгиба осуществляется за счет брекчирования (мегабрекчирования) пород и формирования осевого тектонического клина (горста) с основанием около нейтральной поверхности. С глубиной, за счет трансформации механической энергии сжатия в тепловую, проявляется незначительный разогрев пород, что ведет к слабому (до зеленошланцевой фации) метаморфизму пород. Ниже нейтральной поверхности существуют условия растяжения. Деформации, вероятно, протекают по механизму чистого сдвига (расплощивания) под действием вертикальной нагрузки, что может сопровождаться дополнительным разогревом пород. Аналогичная ситуация сохраняется и в нижней коре. И хотя при отрицательном изгибе кора в горизонтальном направлении

также сокращается, но утолщение ее в вертикальной плоскости выражено слабее, чем при положительном изгибе. Объясняется это тем, что нижняя кора находится в зоне растягивающих напряжений изгиба и не получает такого утолщения, как в предыдущем случае.

Надвиги, разделяющие положительные и отрицательные структуры, в процессе изгиба испытывают вращение, стремясь к вертикальному положению. Изгибающие моменты исчезают. Чем сильнее проявлен изгиб коры, тем меньше проявлена арка и тем больше выражено сходство с блоковым строением. Поскольку сжатие обусловлено движением одной плиты в направлении другой, то, в конце концов, крутопадающие тектонические нарушения, разделяющие данные блоки, приобретают одно падение, направленное в сторону активной плиты, получившее название *чешуйчато-надвигового строения коры*. Сходство с волнообразным продольным изгибом коры сохраняется лишь в периодическом чередовании «чешуй» различного уровня метаморфизма и петрографического состава. Некоторые изменения в данную картину могут привнести геологическая предыстория отдельных участков коры и вариации петрографического состава субстрата. Дальнейшее утолщение коры осуществляется за счет простого и чистого сдвигов, чему весьма способствует ее разогрев на предыдущей стадии. Процесс сопровождается дальнейшими метаморфическими преобразованиями пород. На границе верхней и нижней коры, внутри и в подошве последней образуются зоны субгоризонтальных тектонических срывов, нивелирующие неровности рельефа этих поверхностей, образовавшиеся при продольном изгибе коры.

Таким образом, на начальной стадии деформаций коры при горизонтальном сжатии имеются все условия для образования складок продольного изгиба, которые, исчерпав свой ресурс, трансформируются в тектонические пластины с различным уровнем метаморфизма. Зарождение и отмирание складок продольного изгиба начинается со стороны активной плиты. При снятии тектонических напряжений данный процесс может быть прерван на любом этапе.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-96093).

## Литература

1. Кисин А.Ю. Потеря изгибной устойчивости Земной коры // Метаморфизм и геодинамика: Материалы Междунар. науч. конф. (II чтения памяти С.Н. Иванова). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. С. 35–38.
2. Коротеев В. А., Кисин А. Ю., Сазонов В. Н. Модель формирования складчатых поясов на коллизионном этапе (на основе горизонтального сжатия с изгибом) // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 4. С. 508–510.
3. Кисин А. Ю., Коротеев В. А., Сазонов В. Н. Роль скорости деформации в модели одноосного горизонтального сжатия с изгибом блока верхней коры // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 2. С. 223–225.

## Особенности эволюции краевых прогибов Предкавказья

С учетом современных представлений можно определить термин «краевой прогиб» следующим образом. Краевой прогиб – это крупный (в сотни километров длиной и десятки километров шириной) линейно вытянутый прогиб между подвижным поясом и континентальной платформой, развивающийся на орогенном этапе. При этом орогенный этап рассматривается как этап интенсивных деформаций и поднятия, на котором возникает сильно расчлененный рельеф, происходит интенсивная эрозия и образуется большое количество обломочного материала, входящего в состав молассовой формации, выполняющей краевой прогиб.

Одной из методик изучения эволюции осадочных бассейнов является анализ тектонической компоненты погружения [1, 5]. По результатам такого анализа для Предкавказских краевых прогибов автором построены схемы площадного распределения и графики распределения по профилям скоростей тектонического погружения для позднего мела – кайнозоя.

Краевые прогибы Предкавказья сформировались в южной части Скифской плиты на орогенном этапе развития Большого Кавказа (с позднего сарматы). До этого их территории входили в состав области перикратонного опускания.

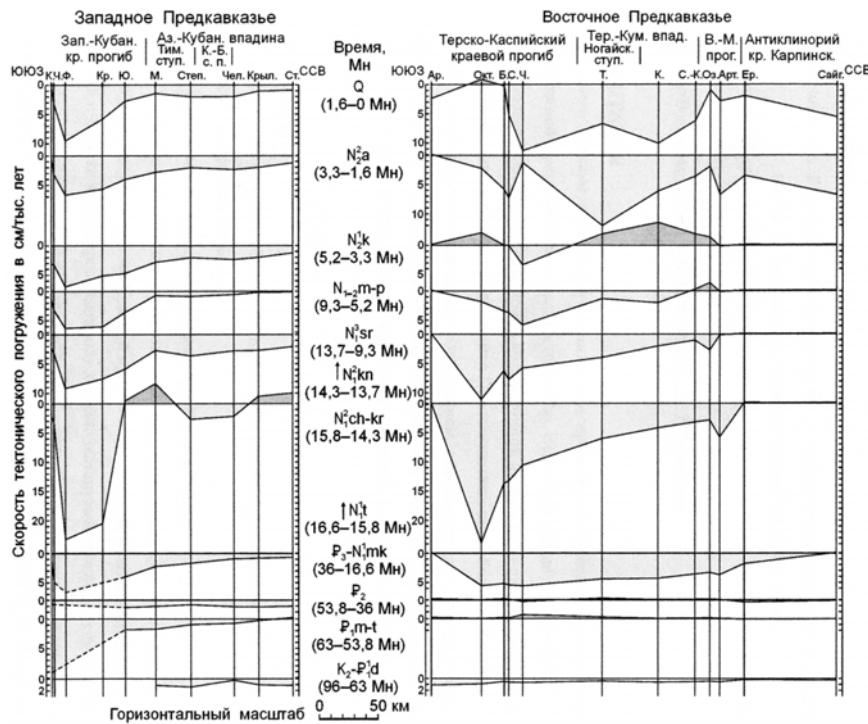
В позднемеловом–кайнозойском погружении территории Предкавказских краевых прогибов *тектоническая компонента* (следствие действия термомеханических процессов в фундаменте Скифской плиты, подкоровой литосфере и астеносфере) составляет примерно 40 %, остальные 60 % – это *изостатическая компонента* (обусловленная нагрузкой мощных осадочных толщ). Таким образом, основным фактором погружения основания Предкавказских прогибов является снос в эту область большого количества осадочного материала со смежных относительно приподнятых областей – Восточно-Европейской платформы и мегантиклиниория Большого Кавказа. Тектоническая компонента погружения, тем не менее, играет ключевую роль, поскольку контролирует распределение мощностей осадков.

В среднеюрско-эоценовое время тектоническое погружение Предкавказья происходило с относительно небольшими скоростями, которые постепенно уменьшались, вплоть до смены поднятиями на отдельных участках. Этот режим погружения соответствует развитию перикратонного прогиба, литосфера которого испытывала медленное охлаждение [4].

Майкопское погружение (олигоцен – ранний миоцен, 36–16,6 млн л. н.) было первым интенсивным региональным погружением (со скоростями  $>5$  см/1000 лет для тектонической компоненты) в позднеальпийском развитии территории Предкавказских краевых прогибов; с позднего мела до олигоцена на территории Предкавказья доминировало медленное погружение – со скоростями 0–4 см/1000 лет (рисунок). Таким об-

---

<sup>1</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия



**Рисунок.** Распределение скоростей тектонического погружения по профилям через Западное и Восточное Предкавказье для десяти временных интервалов

Скважины на профилях: Западное Предкавказье (с юга на север): К. – Карская (сводный разрез), Зыбза-720, Ч. – Черноморская-1, Ф. – Федоровская-3, Кр. – Краснодарская Р-1, Ю. – Южно-Андреевская-1, М. – Медведовская-2, Степ. – Степная-1, Чел. – Челбасская-40, Крыл. – Крыловская-9,45, Ст. – Староминская-52; Восточное Предкавказье (с юга на север): Ар. – Аргун-27, Окт. – Октябрьская (сводный разрез), Б. – Брагунская-36, С. – Северо-Брагунская-8, Ч. – Червленная-9, Т. – Тарумовская-1, К. – Кочубеевская-1, С.-К. – Северо-Кочубеевская-1, Оз. – Озерная, Арт. – Артезианская-1, Ер. – Ермолинская, Сайг. – Сайгачья. Тектонические элементы: Зап.-Кубан. кр. прогиб – Западно-Кубанский краевой прогиб, Аз.-Кубан. впадина – Азово-Кубанская впадина, Тим. ступ. – Тимашевская ступень, К.-Б. с. п. – Каневско-Березанская система поднятий, Тер.-Кум. впад. – Терско-Кумская впадина, Ногайск. ступ. – Ногайская ступень, В.-М. прог. – Восточно-Манычский прогиб. Mn – млн лет назад. Стрелки обозначают региональное поднятие (в тарханском и конжском веках). Пунктир пересекает скважины, по которым нет данных

разом, интенсивное тектоническое погружение в пределах Предкавказских краевых прогибов началось задолго до «жесткой» коллизии (по Н. В. Короновскому [2]) и орогенеза, начавшихся в позднем сармате (11,4–9,3 млн л. н.). В соответствии с моделью В.О. Михайлова с соавторами [3], оно могло быть вызвано мелкомасштабной конвекцией в астеносфере под Кавказским сегментом Альпийского коллизионного поя-

са, возникшей вследствие среднезооценовой фазы регионального сжатия (начало «мягкой» коллизии).

Образование Предкавказских прогибов как областей с большим значением тектонической компоненты погружения, чем на окружающих территориях, было разновременным (см. рисунок): Западно-Кубанский оформился в своих современных границах уже в майкопское время, Терско-Каспийский – позднее, в чокракском–караганском веках (15,8–14,3 млн л. н.).

Западно-Кубанский краевой прогиб сохранял конфигурацию с майкопского времени до четвертичного периода включительно, в нем не происходило миграции оси максимальных скоростей тектонического погружения. Для Терско-Каспийского краевого прогиба характерна более сложная история, характеризующаяся миграцией оси максимальных скоростей тектонического погружения к северу.

На коллизионном этапе Западное Предкавказье испытывало в целом меньшее сжатие, чем Восточное.

Хотя результаты проведенного расчета тектонической компоненты погружения не дают прямого ответа на вопрос о механизме образования Предкавказских прогибов, они могут быть использованы при проведении математического и тектонофизического моделирования формирования краевых прогибов как критерий оценки результатов моделирования.

### Литература

1. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов / А.М. Никишин, А.В. Ершов, Л.Ф. Копаевич, А.С. Алексеев, Е.Ю. Барабошкин, С.Н. Болотов, А.Б. Веймарн, М.В. Коротаев, П.А. Фокин, А.В. Фурнэ, И.В. Шалимов. М., 1999. 524 с.
2. Короновский Н.В. Кайнозойская геодинамика Кавказского пересечения Алпийского складчатого пояса // Проблемы региональной геологии и тектоники. К 90-летию М.В. Муратова: Тез. докл. М.: МГА, 1998. С. 13.
3. Михайлов В.О., Мицников В.П., Тимошкина Е.П. Динамика эволюции поверхности оболочки Земли под воздействием процессов растяжения и сжатия // Изв. РАН. Физика Земли. 1996. № 6. С. 30–37.
4. Mikhailov V.O. Crustal control on the Terek-Caspian trough evolution: constraints based on a new paleotectonic analysis method // Tectonophysics. 1993. V. 228. P. 21–32.
5. Mikhailov V.O., Panina L.V., Polino R., Koronovsky N.V., Kiseleva E.A., Kladieva N.V., Smolyaninova E.I. Evolution of the North Caucasus foredeep: constraints based on the analysis of subsidence curves // Tectonophysics. 1999. V. 307. N 3/4. P. 361–379.

А.В. Ключевский<sup>1</sup>

### Бифуркции (катастрофы) напряжений в литосфере Байкальской рифтовой системы

Эмерджентные процессы перестройки напряжений в литосфере Байкальского рифта согласуются с поведением сложных самоорганизую-

<sup>1</sup> Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

шихся неустойчивых термодинамических систем [1], а поскольку они наблюдались синхронно в трех зонах максимумов структурно-силовых неоднородностей, то Байкальская рифтовая система (БРС) классифицируется нами как пространственно-временная открытая самоорганизующаяся нелинейная диссипативная система [2]. Сложная система считается самоорганизующейся, если, спасая себя от распада, она поддерживает свое неравновесие в степени, достаточной для эффективного противостояния изменениям активной среды. Под самоорганизацией понимается антиэнтропийный процесс становления, взаимодействия и поддержания когерентности элементов системы с повышением ее сложности и формированием структуры – аттрактора. Примерами сложных синергетических явлений в литературе чаще всего являются различные процессы самоорганизации в физико-химических и биологических системах, анализ которых позволяет установить то общее, что характерно для сложных явлений и сформулировать основные принципы, абстрагированные от конкретной природы системы. Каждый из этих процессов имеет свою специфику, но в этих примерах роль нелинейности, флуктуаций, колебаний, бифуркаций и аттракторов проявляется очень четко и при моделировании поведения диссипативных геофизических систем нужно использовать преимущество новых перспектив, открытых наукой исследованиями сложного поведения нелинейных динамических систем. Это особенно актуально в свете современных тенденций прогнозирования и управления сейсмическим процессом, поскольку и прогнозирование и управление предполагают знание свойств и особенностей управляемой системы и начинаются со сбора информации о состоянии системы, ее связях и логике функционирования.

Для исследования структуры и динамики напряжений в литосфере БРС используются фазовые пространства, в которых в качестве координат состояния служат параметры  $b_j$  и  $M_0^j$ , где индекс  $j$  идентифицирует год и пробегает от 1968 до 1994 г. Параметр  $b_j$  является коэффициентом в уравнении корреляции логарифма сейсмического момента и энергетического класса всех зарегистрированных в течение  $j$ -го года землетрясений с энергетическим классом  $K_p \geq 7$  и опосредовано характеризует среднегодовое напряженное состояние во всей системе сейсмогенеза. Параметр  $M_0^j$  – среднегодовой сейсмический момент толчков с  $K_p=7$ , опосредовано характеризующий среднегодовое напряженное состояние на минимальном изучаемом энергетическом уровне системы сейсмогенеза. Величины  $b_j$  и  $M_0^j$  являются однозначными функциями времени, а изображающая точка движется по некоторой ломаной линии в фазовом пространстве – фазовой траектории и соответствующая фазовая скорость  $V_f$  равна длине траектории, пройденной за год.

Структура и динамика напряжений в литосфере БРС в фазовом пространстве параметров  $b_{j+1}, b_j$  характеризуется тремя аттракторами, в которых происходит сжатие отображения в 70-х, 80-х и 90-х годах, а между аттракторами имеется свободное пространство, которое быстро преодолевается в 1981 и 1990 г. Представление структуры и динамики напряжений в литосфере БРС в фазовом пространстве параметров  $M_0^{j+1}, M_0^j$  показало, что на границе перехода от толчков-сбросов к сбросо-сдвигам формируется один аттрактор. Первый уход с аттрактора начинается в 1978 г., достигает максимального удаления в 1980 г. и в 1981 г. система возвращается на аттрактор. Второй уход с аттрактора в 1990 г. более резок, а возвращение системы на аттрактор произошло, возможно, в 1993 г. Для генерализации информации использованы фазовые скорости, главные особенности поведения которых сохраняются на всех графиках в разных системах координат и выражаются в том, что при переходе с аттрактора на аттрактор и уходе с аттрактора скорости резко возрастают, а в остальное время их флуктуации незначительны. Анализ распределения годовых чисел сильных землетрясений региона с  $Kp \geq 14$  и графиков фазовой скорости  $V_f$  указывает на связь бифуркаций в системе напряжений с сильными сейсмическими событиями. Фазовые скорости в БРС резко возрастают перед сильными землетрясениями, причем в пространстве  $M_0^j$  «скакачек» наблюдается примерно на один год раньше, чем в системе координат  $b_j$ . Такой приоритет нарастания напряжений на меньшем уровне обусловлен, очевидно, тем, что изменения пространственно-временного и энергетического градиентов напряжений в литосфере влияют в первую очередь на слабые землетрясения, и может быть использован для среднесрочного прогноза сильных сейсмических событий.

М.Л. Зобак [3] рассматривает внутриплитную сейсмичность как результат глобального поля напряжений сжатия и считает, что внутриплитное распределение напряжений должно быть относительно однородным и квазистационарным. В зависимости от величин относительных напряжений могут быть сформированы три типа режима напряжений. Режим растяжения ( $S_V > S_H > S_h$ ), где  $S_H$  и  $S_h$  – максимальная и минимальная горизонтальные составляющие, а  $S_V$  – вертикальная составляющая поля напряжений. При таком режиме будут происходить преимущественно сбросовые землетрясения: режим сжатия ( $S_H > S_V > S_h$ ), при котором доминируют сдвиги, и режим сжатия ( $S_H > S_h > S_V$ ) с преимущественным формированием толчков взбросового типа. В некоторых областях поле напряжений может быть переходным между какими-либо режимами. Так, в поле напряжений  $S_V \approx S_H \gg S_h$  будут регистрироваться землетрясения со сбросовой и сдвиговой подвижками, а в поле напряжений  $S_H \gg S_h \approx S_V$  будет иметь место комбинация сдвигов и взбросов.

Воспользуемся этими соотношениями для анализа временных вариаций системы напряжений в литосфере БРС. Прежде всего отметим, что из этих пяти соотношений три первых характеризуют устойчивые состояния напряжений, а два последних описывают систему в состояниях неустойчивости переходного типа. Эти состояния качественно согласуются и хорошо вписываются в картину поведения системы напряжений в литосфере БРС, с формированием трех устойчивых состояний – аттракторов и двух переходных состояний – бифуркаций. На основании этого нами предполагается, что динамике системы напряжений БРС может соответствовать модель с бифуркацией трехкратного равновесия [4]. Модельной системой для бифуркации может служить уравнение изменений напряжений  $S$  в виде

$$\dot{S} = \alpha_1 + \alpha_2 S + S^3. \quad (1)$$

Анализ состояний равновесия показывает, что при  $\alpha_2 > 0$  и любом  $\alpha_1$  система имеет единственное асимптотически устойчивое состояние равновесия. При  $\alpha_2 < 0$  существует область значений  $\alpha_1$ , где система имеет три состояния равновесия, из которых одно неустойчиво, а два – устойчивы, и в фазопараметрическом пространстве формируется структура, называемая сборкой. На основании соотношений между компонентами напряжений можно предположить, что коэффициенты в уравнении (1) имеют вид

$$\alpha_1 = \frac{S_h - S_V}{S_{\max}}, \quad \alpha_2 = \frac{S_H - S_V}{S_{\max}}, \quad (2)$$

где  $S_{\max}$  – максимальная из трех компонент напряжений. Тогда при  $\alpha_2 > 0$  и любом  $\alpha_1$  система находится в асимптотически устойчивом состоянии равновесия, характеризующем режим тектоники литосферных плит, а при  $\alpha_2 < 0$  существует область значений  $\alpha_1$ , в которой система может иметь три состояния равновесия, характеризующие режим рифтинга в БРС. В этом режиме нелинейное поведение неравновесной геофизической среды в литосфере БРС ведет к бифуркациям (катастрофам) напряжений, порождающим нелинейность сейсмогенеза с генерацией сильных толчков. При этом уровень некоторых компонент напряжений может, очевидно, как возрастать, так и уменьшаться; необходимо только, чтобы возникало высокоградиентное нелинейное неравновесное состояние. Такие состояния связаны, вероятно, с флюидными и термальными потоками между системой и внешней средой, а также с раз-

личием в переменных состояния  $S_j$  и  $S_{je}$ , где  $S_j$  и  $S_{je}$  – параметры компоненты напряжений системы и среды. Эти различия имеют переходный характер и возникают очень быстро благодаря неравновесному фазовому переходу, а затем постепенно релаксируют по мере установления равновесия между системой и внешней средой [2].

Задача прогноза поведения динамической системы по временному ряду сводится к проблеме интерполяции. Число выделенных нами аттракторов системы сейсмогенеза не превышает трех и, если это полный спектр аттракторов в фазовых пространствах, то система может по циклу гистерезиса вернуться через них в обратном направлении. В настоящее время мы располагаем данными о динамических параметрах очагов землетрясений за 1968–1994 гг. можем описать поведение системы вне этих временных рамок. Однако анализ сильных землетрясений региона показал, что в 1999 г. под южной частью оз. Байкал произошло Южно-Байкальское землетрясение, а вслед за ним на северной оконечности Байкала – Кичерское землетрясение, которые составили пару толчков [5]. Аналогия с парой землетрясений 1981 года дает возможность сделать предположение, что эти события произошли в результате перехода системы с третьего аттрактора (формируемого в 90-х годах) в бассейн притяжения второго аттрактора (выделенного в 80-х гг.), а среднее время между переходами – порядка 10 лет. Если это так, то переход на первый аттрактор может произойти в течение ближайших лет, в результате чего в Байкальском регионе в настоящее время повышается вероятность реализации сильных землетрясений с магнитудой  $M \approx 7$ .

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-97206 р\_Байкал, 06-05-64120-а).

## Литература

1. Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. М.: Едиториал УРСС, 2003. 344 с.
2. Ключевский А.В. Сейсмичность в условиях самоорганизации Байкальской рифтовой системы // Докл. РАН. 2005. Т.403, №1. С.96–100.
3. 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.
4. Анищенко В.С., Вадивасова Т.Е., Астахов В.В. Нелинейная динамика хаотических и стохастических систем. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1999. 368 с.
5. Ключевский А.В. Современная динамика Байкальского рифта и особенности пространственно-временного распределения сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2003. №5. С.65–78.

**В.И. Коваленко<sup>1</sup>, В.В. Ярмолюк<sup>1</sup>, В.В. Акинин<sup>2</sup>, А.Г. Гурбанов<sup>1</sup>,  
А.Н. Евдокимов<sup>3</sup>, Е.А. Кудряшова<sup>1</sup>, М.М. Певзнер<sup>4</sup>,  
В.В. Пономарева<sup>4</sup>, В.Г. Сахно<sup>5</sup>, Ф.М. Ступак<sup>1</sup>**

---

## **Закономерности проявления новейшего вулканализма Северной Евразии – по результатам анализа карты новейшего вулканализма континента**

В рамках Программы Президиума РАН «Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы» на ГИС-основе составлена карта новейшего вулканализма Северной Евразии (рисунок). При ее составлении использовался широкий круг независимых данных, обобщенных в виде отдельных карт-слоев (рельефа, новейшей тектоники, новейших разломов, распределения очагов землетрясений). На этой основе рассмотрены закономерности распространения вулканализма и предложено районирование территории с выделением вулканических областей, различающихся закономерностями развития вулканализма и геологическими условиями его реализации.

Распределение вулканически активных территорий в системе орографических структур Евразии контролируется связью с молодыми горными областями, т.е. с зонами высокой тектонической активности. Эти зоны формируют периметр Евразийской плиты. Наиболее протяженный горный пояс (Альпийско-Гималайский – Южно-Сибирский) контролируется поясом микроплит, сформированным в пределах коллизионного пояса между Евразийской плитой и ансамблем из Африканской, Аравийской и Индийской плит. Другая система гор связана с островными дугами, возникшими в результате субдукции Тихоокеанской плиты. Выделены следующие типы вулканических областей: а) срединно-океанических хребтов, б) островных дуг, в) зон континентальной коллизии, г) внутриплитные, в том числе связанные с горячими точками, континентальными рифтами, трансконтинентальными поясами.

Тип **областей срединно-океанических хребтов** представлен вулканическими проявлениями хребта Гаккеля, который является северным замыканием глобальной системы срединно-океанических хребтов. Этот хребет имеет строение, типичное для срединных хребтов. Среди продуктов вулканализма преобладают базальты типа E-MORB.

**Вулканические области островных дуг** представлены Курило-Камчатской областью. Ее современный рельеф определяют в основном вул-

---

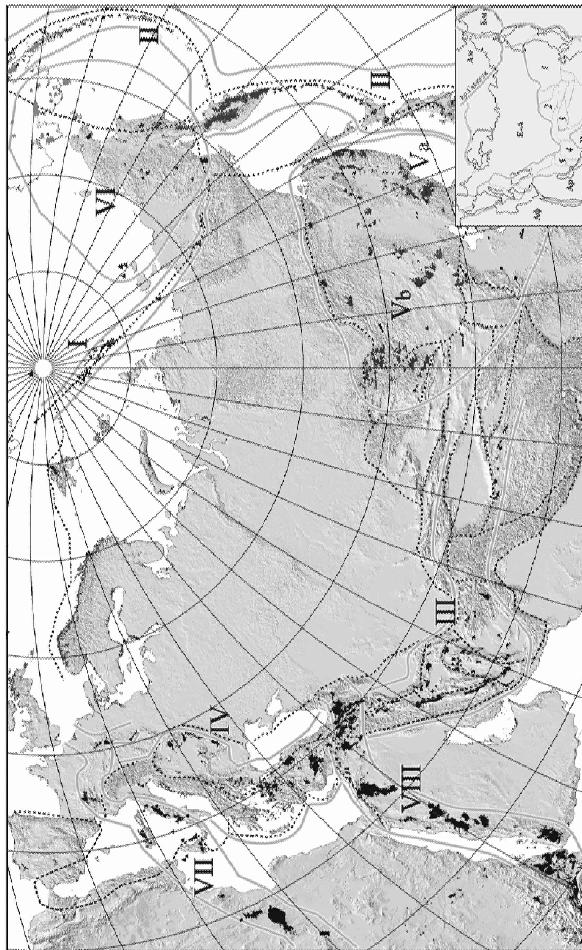
<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Magadan, Россия

<sup>3</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов океана (ВНИИОкеангеология) МПР, Санкт-Петербург, Россия

<sup>4</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

<sup>5</sup> Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия



**Рисунок.** Карта новейшего вулканизма Северной Евразии.

1 – лавовые поля; 2 – вулканы; 3 – границы; 4 – микроплутон. Вулканические области: I – хребта Гаккеля, II – островных дуг Камчатской, Курильской, Алеутской и др.; III, IV – Тетнического (коллизионного) пояса: III – Азиатская ветвь, IV – Анатолийско-Балканская ветвь, V, VI – внутриплитных провинций: V – Восточная и Центральная Азии (супровинции: Va – Прииморская, Vb – Центрально-Азиатская), VI – Северо-Востока России; VII, VIII – трансконтинентальные рифтовые пояса: VII – Центрально-Африканский – Центрально-Европейский, VIII – Восточно-Африканский, Ам – Азиатская, Ин – Индийская, Ап – Аравийская, Ам – Амурская, 2 – Американская, Бм – Беринговоморская, Арабская, 3 – Таримская, 4 – Афганский, 5 – Лутский

каны, сформированные за последние 40–50 тыс лет. Здесь наблюдаются практически все морфологические типы вулканов: лавовые плато и вулканические равнины, щитовые вулканы, кальдеры. Среди вулканических продуктов преобладают андезиты, хотя общий диапазон составов охватывает все разнообразие пород от базальтов до риолитов.

**Вулканические области зон континентальной коллизии** связаны с Альпийско-Гималайским (Тетиическим) орогенным поясом. В его строении различаются: Азиатская и Анатолийско-Европейская ветви. *Азиатская ветвь* сформировалась над зоной столкновения и субдукции Аравийской и Индийской плит под Евразийскую (см. рисунок). Вулканические ареалы в основном связаны с границами микроплит. Продукты вулканизма характеризуются широкими вариациями состава от базальтов до риолитов. Наряду с ними достаточно обычны ассоциации щелочных пород, в том числе с участием карбонатитов, фонолитов, тефритов. *Анатолийско-Балканская ветвь* пояса прослеживается вдоль северного континентального обрамления Средиземного моря и характеризуется связью с зонами субдукции. Среди вулканических продуктов региона преобладают андезиты, дациты, риолиты, слагающие стратовулканы и пирокластические поля. Обычны также щелочные породы – тефриты, фонолиты, субщелочные базальты. Предполагается, что сочетание разнотипного магматизма определялось усилением процессов задугового рифтинга

**Области внутриплитного вулканизма.** В строении *внутриплитной вулканической провинции Восточной и Центральной Азии* выделяются Приморская и Центрально-Азиатская субпровинции. Для Приморской характерен линейный (рифтогенный) характер распределения вулканических полей. Состав вулканических продуктов в основном определяют лавы толеитовых и субщелочных базальтов. Трахириолиты, комендиты и пантеллериты достаточно обычны в составе бимодальных вулканических ассоциаций так называемой Циркум-Япономорской щелочной провинции.

Вулканические области Центрально-Азиатской субпровинции тяготеют главным образом к границам Амурской микроплиты, с которыми сопряжены грабены Байкальской рифтовой системы. Однако в целом вулканическая деятельность не была связана с процессами грабенообразования. Здесь обычны крупные лавовые плато, щитовые вулканы, а также многочисленные долинные потоки субщелочных и щелочных базальтоидов.

**Северо-Восточная внутриплитная вулканическая провинция** характеризуется небольшими проявлениями позднемиоценового–голоценового щелочно-базитового вулканизма, сформировавшего отдельные лавовые потоки, шлаковые конуса, штоки и дайки. Часть из них контролируется границами плит, другая занимает внутриплитное положение.

**Трансконтинентальные рифтовые пояса:** Центрально-Африканский – Центрально-Европейский (ЦАЦЕ) и Восточно-Африканский – Транскавказский (ВАТК) имеют секущий характер по отношению к границам литосферных плит. Пояс ЦАЦЕ трассируется позднекайнозойскими вулканическими полями и грабенами континентальной Европы

(Центрально-Европейской рифтовой системы), Средиземноморья и прослеживается к югу на территорию Северо-Западной Африки и далее вплоть до Гвинейского залива.

Рифтовый пояс ВАТК прослеживается от предгорий Кавказа (район Минеральных Вод) до Танзании. В пределах альпийской складчатой системы он фиксируется вулканическими полями Транскавказского по-перечного поднятия. Южнее пояс трассируется вулканическими полями и грабенами Левантинской системы и грабена Красного моря, а еще южнее переходит в структуры Восточно-Африканской рифтовой системы. В пределах обоих трансоконтинентальных рифтовых поясов отмечается современная вулканическая активность, в частности, в участках пересечения с Тетиическим поясом. Преобладают вулканиты повышенной щелочности и щелочные. В участках пересечения этими рифтовыми поясами Тетиического коллизионного пояса проявлены как щелочные, так и известково-щелочные породы. Подобное сочетание щелочных и известково-щелочных пород связывается с тепловым воздействием мантийных диапиров на кору складчатого пояса.

Проведенные исследования позволили установить следующее.

1. В пределах Северной Евразии вулканически активные области (сформированные в последние 10–15 млн лет) распределены по периметру Евразийской плиты.

2. Проявления вулканизма связаны с геодинамически активными зонами континента (горными системами и их поясами). Эти зоны сформировались в участках столкновения и взаимодействия крупных литосферных плит, в пределах которых нарушается сплошность литосферы и включаются разные механизмы формирования магматических расплавов, в том числе межлитосферного взаимодействия (субдукционные, коллизионные) и внутриплитные.

3. Установлены различия в характере современной активности вулканических областей разного типа. Наиболее высокую активность проявляют вулканические области островных дуг с преобладанием базальт-андезитового магматизма. В областях коллизионного типа преобладал андезит-дацитовый вулканизм, сформировавший крупные стратовулканы и обширные поля пепловых потоков. Для областей внутриплитного магматизма характерны излияния основных лав повышенной щелочности с достаточно длительными ( $n \times 1000 - n \times 10000$  лет) интервалами между импульсами вулканизма.

## **Новые находки эклогитизированных базитов в Беломорском подвижном поясе и возможная интерпретация их генезиса**

Начало палеопротерозойского рифтогенеза (2,6–2,4 млрд лет) в Беломорском подвижном поясе сопровождалось формированием малых интрузий и даек основного состава. Большое их количество обнаружено вдоль Беломорского побережья северной Карелии и на прилегающих островах, т. е. в активной зоне Беломорского палеорифта. Крупное дайковое поле, содержащее более 30 даек и малых интрузий, обнаружено нами в ходе полевых работ 2005–2006 г. на побережье Красной губы Кандалакшского залива Белого моря между мысом Кузокоцкий и мысом Красный, а также на прибрежных островах. Базиты Красной губы интенсивно эклогитизированы. Их находка связывает описанные ранее находки эклогитов в районе пролива Широкая Салма [1] и в районе с. Гридинко [2, 3] в одну линейную зону северо-западного простирания, пространственно совпадающую с положением Беломорского рифта (рисунок).

По морфологии интрузивные тела Красной губы можно разделить на две группы. Первая – малые интрузии (20–50 x 100–200 м) обычно изометричной формы, заключенные в толще мигматизированных Хетоламбинских гнейсов. Они сложены преимущественно крупнозернистыми однородным габбро-норитами, относящимися к комплексу лерцолитов – габбро-норитов по В.С. Степанову [4]. В известном Гридинском дайковом поле возраст аналогичных пород составляет 2,43 млрд лет [4, 5]. В большинстве наблюдаемых обнажений габбро-нориты сохранили свежий практически неизмененный облик. Вторая морфологическая группа интрузий – дайки, мощностью 0,5–6 м, прослеживаемые по простиранию на 5–30 м. По химическому и минеральному составу интрузии этой группы близки к коронитовым габбро (гранатовые габбро, по В.С. Степанову [4]). Они моложе габбро-норитов, и их возраст составляет 2,12 млрд лет [6]. На изучаемом объекте дайки коронитовых габбро практически полностью превращены в Gr-Omph (25–30 % Jd) эклогиты.

Дайки эклогитизированных коронитовых габбро имеют конформные контакты с вмещающими мигматизированными гнейсами Хетоламбинской толщи, что, возможно, говорит о синхронности внедрения даек и тектонических деформаций, затронувших гнейсовую толщу. Поверхность контакта обычно гладкая, волнистая; часто эклогитизированные породы образуют тонкие извилистые апофизы во вмещающие гнейсы, напоминающие по форме птигматиты. Следовательно, при внедрении первичные интрузивные коронитовые габбро представляли собой существенно более пластичный и мобильный материал, чем вмещающие биотитовые гнейсы.

---

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



**Рисунок.** Схема расположения Красногубского поля эклогитизированных базитов в зоне Беломорского рифта

1 – эклогиты Широкой Салмы; 2 – Гридинское дайковое поле; 3 – Красногубское поле

При преобразовании коронитового габбро в эклогит полностью сохранялась первичная магматическая форма интрузивных тел, птигматитоподобный характер апофиз и плавные, конформные контакты с вмещающими гнейсами. Следовательно, эклогитизация коронитовых габбро проходила без существенного изменения объема геологических тел.

Обычно процессы эклогитизации захватывают дайки коронитовых габбро от контакта до контакта. Однако в центре крупных тел остаются реликтовые зоны неизмененных коронитовых габбро. Они представляют собой однородные мелко-среднезернистые породы, сложенные Gr-Cpx-Pl ( $\pm$  Opx) агрегатом. Ближе к kontaktам они постепенно переходят в неоднородные пятнистые Gr-Omph ( $\pm$  Pl) породы, существенно обедненные плагиоклазом. Неоднородность этих пород обусловлена наличием крупных (от 15–20 мм до 20–30 см) пятен, сложенных агрегатом крупных зерен яблочно-зеленого Omph, хорошо выделяющихся на фоне мелкозернистого Gr( $\pm$  Pl) агрегата. В этих неоднородных породах отмечаются мелкие реликты первичных, относительно обогащенных плагиоклазом коронитовых габбро центральной зоны. Приконтактовая зона представляет собой темно-зеленую мелкозернистую однородную породу, сложенную Gr-Omph равномернозернистым агрегатом. Плагиоклаз в

этой зоне встречается в очень малом количестве или отсутствует. Здесь наблюдаются полосчатые и линейные текстуры, ориентированные параллельно kontaktам дайки. Полосчатость обусловлена чередованием полос и линз эклогитов разной зернистости и, возможно, является следствием тектонических деформаций. Таким образом, при эклогитизации коронитовых габбро от центра интрузивного тела к kontaktам постепенно уменьшается содержание Pl и возрастает доля Gr и Omph.

В некоторых обнажениях можно наблюдать рассечение дайками эклогитизированных коронитовых габбро малых интрузий габбро-норитов. В зоне контакта габбро-нориты рассланцованны; в них наблюдаются новообразованные линейные текстуры, ориентированные параллельно kontaktам. Кроме того, в малых интрузиях габбро-норитов наблюдаются протяженные зоны трещиноватости, по которым также происходит рассланцевание. Вблизи таких зон в габбро-норитах отмечаются подвороты линейных текстур, что характерно для трещин скола, формирующихся при деформации сдвига.

В зонах рассланцевания и вдоль kontaktов с коронитовыми габбро по габбро-норитам (Pl-Cpx-Opx) также формируются Gr-Omph эклогиты. Мощность зон эклогитизации составляет 20–50 см. В породах появляется новообразованный малиновый Gr и яблочно-зеленый Omph, полностью исчезает Pl.

В отдельных обнажениях обнаружены выходы зон тектонического меланжа свекофенского (1,85 млрд лет) возраста. Матрица меланжа представлена биотитовыми мигматитами и гнейсами. В обломках наблюдаются амфиболиты и эклогиты. Форма обломков обычно угловатая. Линейные текстуры эклогитов в разных обломках ориентированы несогласно друг с другом. По эклогитам в контакте с матрицей меланжа образуется агрессивная реакционная амфиболовая кайма. Следовательно, эклогиты сформировались раньше, чем зона меланжа, и затащены туда в виде обломков.

Процессы эклогитизации, предположительно, связаны с тектоническими деформациями и сопровождавшим их метасоматозом на ранней стадии свекофенского тектономагматического цикла. Эклогитизация базитов схематично описывается минальными реакциями распада Pl и взаимодействия его с Opx с образованием Gr + Omph:  $\text{Na AlSi}_3\text{O}_8$  (в Pl) =  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$  (в Omph) +  $\text{SiO}_2^{(\text{aq})}$  (альбит = жадеит + кремнезем во флюиде);  $6\text{MgSiO}_3$  (в Opx) +  $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (в Pl) =  $2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  (в Gr) +  $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  (в Gr) +  $3\text{SiO}_2^{(\text{aq})}$  (ортопироксен + анортит = (пироп + гроскуляр) в гранате + кремнезем во флюиде). При этом  $\text{SiO}_2$  может выноситься из системы и процесс приобретает характер десиликации. Протекание этих реакций обусловлено высокой растворимостью  $\text{SiO}_2$  во флюиде при умеренном давлении и повышенной температуре, реально существующих в условиях нижней – средней коры [7]. В условиях сдвиговых зон, где флюидное давление, его плотность и химические свойства меняются в широких пределах, растворимость  $\text{SiO}_2$  может существенно колебаться. Поэтому переотложение кремнезема весьма вероятно.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 04-05-65131, 06-05-64976) и Фонда содействия отечественной науке.

## Литература

1. Щипанский А.А., Концов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколикова С.Ю. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Материалы конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 324–327.
2. Слабунов А.И., Володичев О.И., Бибикова Е.В. U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология раннепротерозойских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб, 2003. С. 465–467.
3. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
4. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
5. 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.
6. Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикова Е.В. и др. Раннепротерозойский (2,1 млрд лет)フェトлеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.
7. Manning C.E. The solubility of quartz in H<sub>2</sub>O in the lower crust and upper mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58, N 22. P. 4831–4839.

И.И. Колодезников<sup>1</sup>, З.Б. Пинуева<sup>2</sup>

## Стадийность формирования среднепалеозойской Сетте-Дабанской рифтовой зоны восточного обрамления Сибирской платформы

Среднепалеозойская рифтовая система восточного обрамления Сибирской платформы, выделенная и охарактеризованная в работах К.К. Левашова, И.И. Колодезникова, М.Д. Булгаковой [1, 2], была одной из наиболее крупных, сложно построенных рифтовых систем геологического прошлого. О подлинных масштабах рифтовой системы мы можем судить лишь по отдельным фрагментам среднепалеозойских осадочно-вулканогенных образований на восточной окраине Сибирской платформы и в ее восточном обрамлении, формирование которых, по всем признакам, происходило в троговых структурах. Одним из таких фрагментов среднепалеозойской рифтовой системы является Сетте-Дабанская рифтовая зона.

В современном эрозионном срезе среднепалеозойские осадочные и вулканогенные образования Сетте-Дабанской рифтовой зоны обнажены в пределах Сетте-Дабанского поднятия вдоль восточного обрамления

<sup>1</sup> Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия

<sup>2</sup> Геологический информационный фонд (ГУП «Сахагеоинформ»), Якутск, Россия

Сибирской платформы. Видимая в эрозионном срезе ширина Сетте-Дабанской рифтовой зоны не превышает 60 км. Видимая протяженность рифтовой зоны не менее 500 км.

Первые признаки вулканической активности в конце позднего силура связаны с началом инверсионного этапа развития территории будущего заложения рифтовой зоны. Отмечена приуроченность вулканической активности к зоне, пространственно совпадающей с центральной частью Сетте-Дабана. Позднесилурийские вулканические породы представлены туфами, изредка присутствуют маломощные лавовые тела трахибазальтов, трахитов, фонолитов. Химический состав вулканических пород свидетельствует об их ультракалиевой специфике.

Следующая вспышка вулканической активности сопровождает формирование систем грабенов. Образование грабенов начинается с живетского века среднего девона. Процесс осадконакопления в рифтовой зоне происходил сложно, что подтверждается изменчивостью строения разреза средне- и верхнедевонских отложений в относительно узкой полосе. В пределах рифтовой структуры по характеру осадконакопления и магматизму выделяются три цепи грабенов: Джалканская, Восточно-Хандыгская, Бурхалинская. В Джалканской цепи отмечено четыре возрастных уровня проявления вулканизма: девонские–живетский, франский, фаменский и раннекарбоновый. Каждый возрастной уровень проявления вулканизма отделен от других интервалом времени. В живетское время среднего девона происходило излияние умеренно щелочных базальтов. Во франское и фаменское время вулканическая активность возрастает, при подавляющем большинстве умереннощелочных базальтов появляются отдельные потоки толеитовых базальтов. В раннем карбоне в Джалканской цепи грабенов вулканическая активность сокращается одновременно с затуханием процесса рифтогенеза, о чем свидетельствует сокращение мощности вулканогенно-осадочных толщ. По составу базальты делятся на три группы: толеитовые базальты, умеренно щелочные базальты и нефелиновые трахибазальты.

В Восточно-Хандыгской цепи грабенов начало вулканизма, так же как и в Джалканской цепи грабенов, приходится на живетское время среднего девона. Происходит излияние умеренно щелочных базальтов. В франское время вулканизм продолжается, однако область проявления вулканизма смещается в восточном направлении к краевой части структуры. В фаменское время в Восточно-Хандыгской цепи грабенов вулканализм не проявился, чем этот регион отличается от Джалканской цепи грабенов. В раннем карбоне в Восточно-Хандыгской цепи грабенов формируется ассоциация трахибазальтов и умеренно щелочных базальтов. В разрезе присутствуют горизонты лавобрекчий, обогащенные щелочными металлами, главным образом калием.

В Бурхалинской цепи грабенов, являющейся наименее выраженной, вулканализм проявился лишь во франское время в незначительных масштабах. Лавы представлены умеренно щелочными базальтами.

Таким образом, во временных и латеральных рядах магматических ассоциаций Сетте-Дабанской рифтовой зоны намечаются две тенденции. Во-первых, наблюдается уменьшение интенсивности и растянутости во времени вулканизма в системах грабенов по направлению в глубь Сибирской платформы; Сетте-Дабанская рифтовая зона как бы затухает в теле Сибирской платформы. Во-вторых, отмечается в наиболее активной части рифтовой структуры возрастная последовательность изменения состава вулканитов. Временной ряд вулканических ассоциаций в Сетте-Дабанской рифтовой зоне эволюционирует от позднего силура и до раннего карбона в следующей последовательности: трахибазальты, трахиты, фонолиты ( $S_2$ ) → умеренно щелочные базальты ( $D_2$ ) → умеренно щелочные базальты, толеитовые базальты ( $D_3$ ) → толеитовые базальты, умеренно щелочные базальты, трахибазальты, нефелиновые базальты ( $C_1$ ).

Проведено изучение петрохимических и геохимических особенностей базальтов. Отмечено, что наибольшим распространением пользуются умеренно щелочные и толеитовые базальты. Причем количество толеитовых базальтов в процессе развития рифтовой структуры возрастает. Таким образом, в процессе развития систем грабенов щелочность генерируемых магм последовательно уменьшается, главным образом за счет калия, лития, рубидия, при одновременном уменьшении содержания некоторых некогерентных элементов и обогащении элементами группы железа (хром, никель, кобальт и др.). На регressiveйной стадии вновь изливаются более щелочные расплавы с соответствующим изменением содержания редких элементов.

Проведенное исследование свидетельствует, что в процессе формирования Сетте-Дабанской рифтовой зоны выделяются три стадии развития: ранняя стадия ( $S_2$ ) с проявлением щелочного и щелочно-базальтоидного вулканизма, стадия формирования систем грабенов ( $D_2-C_1$ ) с обильным излиянием умеренно щелочных и толеитовых базальтов и регressiveйная стадия ( $C_1$ ) с щелочным и щелочно-базальтоидным вулканизмом.

### **Литература**

1. Левашов К.К. Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы // Сов. геология. 1977. № 10. С. 59–75.
2. Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР (литология и вулканизм). М.: Наука, 1990. 250 с.

---

**И.И. Колодезников<sup>1</sup>, В.Н. Рукович<sup>1</sup>**

### **Палеозойский магматизм Индигиро-Колымского региона**

Индигиро-Колымский регион расположен в пределах структурных форм Колымского срединного массива, во внешней части которого вы-

---

<sup>1</sup> Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия

деляются Улахан-Тасское, Погоусненское, Тасхаяхтахское, Момское и Приколымское поднятия, которые представляют собой складчато-глыбовые сооружения, сложенные толщами карбонатных пород верхнего протерозоя, нижне-среднего палеозоя и согласно залегающими на них маломощными образованиями верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Эти комплексы чехла с несогласием залегают на метаморфическом фундаменте массива и с несогласием перекрыты орогенным осадочно-вулканогенными толщами верхнего мезозоя.

Магматизм палеозойского возраста подразделяется на три временных ряда: ранне-, средне- и позднепалеозойский.

**Раннепалеозойский ряд. Момское поднятие. Булкутский шошонит-муджиерит-трахитовый комплекс.** Осадочно-вулканогенные толщи средне-позднеордовикового возраста отдельными фрагментами вскрыты эрозионным срезом в бассейнах р. Зырянки, Аганджи, Булкут, Рассохи. Наиболее полные и выразительные разрезы осадочно-вулканогенной толщи наблюдаются в бассейне р. Аганджи.

В изученных разрезах выделяются следующие разновидности магматических пород: шошониты, оливиновые трахибазальты, муджиериты, лейцитсодержащие фонолиты, трахиты. В строении разрезов значительная роль принадлежит вулканогенно-осадочным породам.

Вулканические породы средне-позднеордовикового возраста принадлежат к высокощелочной и умеренно-щелочной калиевой серии, возникшей в начальные стадии формирования внутренне континентальной Арга-Тасской рифтовой зоны.

В центральной части Селенняхского блока Ю.В. Корякиным и В.С. Оксманом [1] были закартированы вулканогенные породы трахибазальт-муджиеритового состава ордовикового возраста. По особенностям состава они относятся к щелочной серии ряда базальт-гавайит-муджиерит.

**Среднепалеозойский ряд. Увязкинский никрит-габбро-долерит-базальтовый комплекс.** К этому комплексу относится среднедевонская осадочно-вулканогенная толща, вскрытая эрозионным срезом среди поля вулканогенно-осадочных отложений юрского возраста в верховьях р. Увязка и ассоциирующие с ней интрузивные образования основного состава. Согласно данным определения абсолютного возраста, полученным изохронным Rb-Sr методом, возраст вулканогенно-осадочных отложений р. Увязка равен 386 млн лет. Еще одной характерной особенностью геологического строения данного комплекса является наличие огромного количества субпластовых интрузивных тел основного состава.

Силлы габброидов имеют протяженность от 1 до 10 км с изменением мощности от 1,5 до 200 м. В зонах экзоконтактов межпластовых интрузивов зона ороговиковования вмещающих сланцев достигает 20 см и выражается в виде светлых полос.

**Белоноченский комплекс субщелочных и толеитовых базальтов. Приколымское поднятие.** Вулканические породы среднедевонского возраста распространены преимущественно на западе Приколымского под-

нятия и локализованы в узкой полосе (5–10 км) субширотного направления (протяженностью до 60 км) в пределах белооченского выступа вдоль северной границы Нятвенской брахисинклинали.

Вулканические породы залегают среди красноцветных флишоидных образований, которые вверх по разрезу сменяются рифогенной карбонатной формацией.

Возраст вулканогенно-осадочной толщи определен как среднедевонский на основании находки фауны, характерной для среднедевонских (эйфельских) отложений в перекрывающих красноцветную толщу карбонатных породах.

В составе вулканических пород белооченского комплекса ведущая роль принадлежит лавам основного состава. Извержения щелочных оливиновых базальтов сопровождались эксплозивными выбросами с образованием миндалекаменных шаровых лав, скементированных пирокластическим материалом. Характерна смена излияния щелочных базальтов на толеитовые, а затем толеитовые на щелочные.

**Седедемский риодакит-дацитовый комплекс.** Алазейское поднятие. Породы этого комплекса развиты в пределах Кыллахского выступа в междуречье Кенкельды–Сюстинях и формируют субвулканические тела. Небольшие выходы субвулканических тел отмечаются на правобережье р. Седедемы. Субвулканические породы кислого состава прорывают метаморфические породы позднепротерозойского возраста. На них несогласно залегает фаунистически охарактеризованная толща ранне-среднекарбонового возраста. Определения абсолютного возраста вулканических пород кислого состава дают большой разброс значений, до 380 млн лет.

**Позднепалеозойский ряд.** **Нятвенский никрит-габбро-долерит-трахибазальтовый комплекс.** Приколымское поднятие. Позднепалеозойские основные вулканические и интрузивные породы широко развиты в пределах Нятвенской впадины, расположенной в юго-западной части Приколымского поднятия. Особенности геологического строения Нятвенской впадины позволяют отнести ее к классу крупнейших позднепалеозойских наложенных вулканотектонических структур. Пологое, почти горизонтальное залегание вулканических толщ сохранилось до настоящего времени, несмотря на то, что к западу и юго-западу от впадины интенсивно проявились мезозойские тектонические деформации.

**Ханпыйтский трахибазальтовый комплекс.** Алазейское поднятие. Вулканогенные породы позднепалеозойского возраста на данной территории присутствуют в составе ханпыйтской толщи. В вышележащих толщах (аччыгый-кудеряйской, пологской) отмечается присутствие туфов основного состава.

**Арга-Тасский трахибазальт-никрит-габбродиабазовый комплекс.** Позднепалеозойские магматические комплексы хребета Арга-Тас объединяют обширную группу эффузивных, вулканокластических, вулканогенно-осадочных, а также субвулканических и интрузивных образований, формирование которых было связано с неоднократными проявле-

ниями магматизма в течение позднего палеозоя. Наиболее интенсивный характер они носили в позднем карбоне–ранней перми, когда наряду с вулканической деятельностью происходило внедрение многочисленных интрузивных тел (силлов и даек). По составу это – пикриты, габбродиабазы, диабазы, субщелочные габброиды и сиенитодиориты [2].

Раннепалеозойский магматизм связан с активизацией в начале ордовика крупных разломов Индигиро-Колымской группы (Арга-Тасский, Улаханан, Половино-Каменский и др.). По данным М.Д. Булгаковой [3], появилась система узких котловин, грабенов и разделяющих их, столь же узких, поднятий. Произошло заложение Арга-Тасской рифтовой зоны. Возникшие грабены заполнялись красноцветными грубообломочными отложениями со значительной примесью вулканогенного материала. Продукты вулканической деятельности характеризуются весьма высоким содержанием  $K_2O$  (от 2,0 до 9,0 %). В результате сформировалась последовательно дифференцированная ассоциация высококалиевых шошонитов–муджиеритов–лейцитодержащих фонолитов–трахитов.

Среднепалеозойские магматические комплексы представлены двумя ассоциациями магматических пород: 1) парагенетически связанный с палеопрогибами; 2) парагенетически связанный с палеоподнятиями.

Первая из них представлена преимущественно субщелочными и толеитовыми базальтами и наиболее полно и представительно изучена в качестве типового примера режима развития древних рифтовых зон (палеорифтов). Это увязкинский, белооченский и другие близкие им комплексы Индигиро-Колымского региона.

Вторая ассоциация среднепалеозойских магматических пород характеризует собой континентальную подстадию эволюции земной коры региона. В эту подстадию континентальная земная кора достигает наивысшей степени зрелости. Возрастает многообразие изверженных пород, причем ареальные проявления эндогенной активности сменяются более дифференцированным магматизмом линейно-поясного характера. Это дациты, риолиты, плагиограниты, граниты и лейкограниты, широко распространенные на Алазейском и Приколымском поднятиях. Среднепалеозойский возраст имеет Томмотский массив, расположенный в Уяндинском блоке Полоусненского поднятия. Эволюция магматизма имеет гомодромный характер.

Для позднепалеозойского ряда магматических комплексов широкое развитие получила пикрит-габбро-долерит-трахибазальтовая ассоциация изверженных пород, относящаяся по многим параметрам к трапповой формации древних платформ.

В результате компенсационного опускания в позднепалеозойское время на территории Индигиро-Колымского региона формируются трапповые впадины, заполненные вулканическими и интрузивными породами основного состава (пикрит-габбро-долерит-трахибазальтовая ассоциация).

Трапповые плато являются общепринятыми индикаторами субплатформенного режима развития территории, на которых они установлены. На

карте структур верхнегерцинского мегакомплекса [4] в общем для Колымо-Омолонского массива контуре показана Алазейско-Олойская трапповая синеклиза, а на Приколымском поднятии – Нятвенская трапповая впадина.

### Литература

1. Карякин Ю.В., Оксман В.С. Раннепалеозойские осадочно-вулканогенные образования Селенгинского блока и их геодинамика // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Т. 1: Региональная геология. Якутск: ИГН СО РАН, 1997. С. 83–87.
2. Булгакова М.Д. Роль конседиментационных разломов в развитии ранне-среднепалеозойской палеогеографии // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 18–21.
3. Терехов М.И., Дылевский Е.Ф. Геология хребта Арга-Тасс. Магадан: СВКНИИ ДВО СССР, 1988. 49 с.
4. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.

---

С.Ю. Колодяжный<sup>1</sup>, Д.С. Зыков<sup>1</sup>, М.Г. Леонов<sup>1</sup>

---

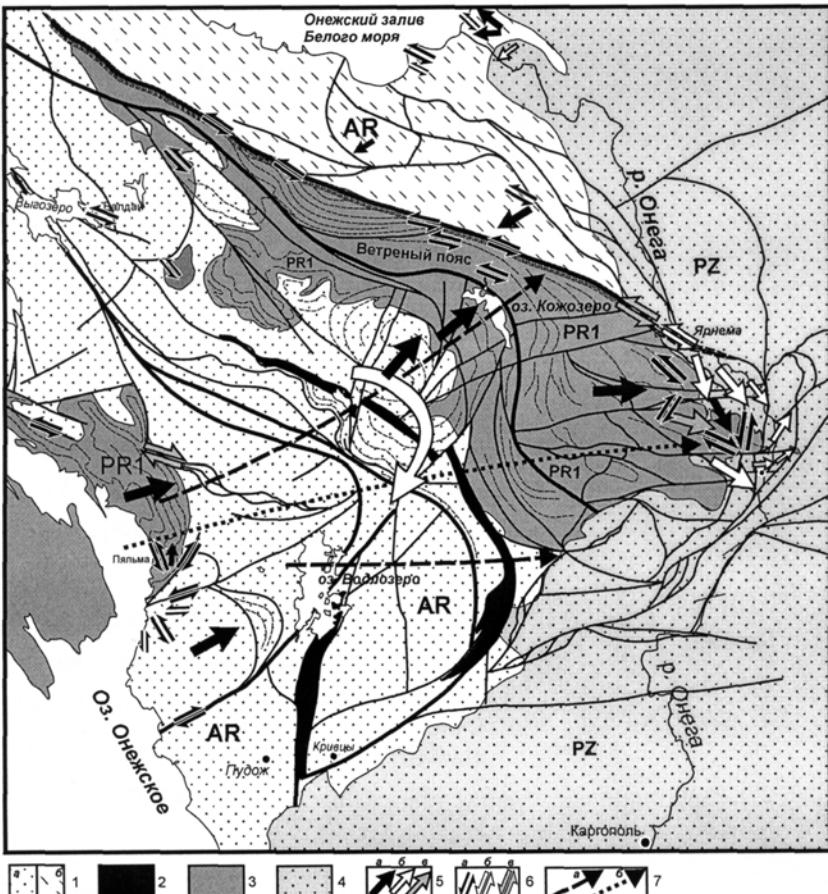
### Структуры горизонтального перемещения юго-восточной части Балтийского щита

В настоящее время все больше появляется данных и крупномасштабных горизонтальных перемещениях горных масс в виде плитопотоков и субгоризонтальных протрузий [1–4]. Как правило, развитие этих тектонических форм сопровождается формированием латерального ряда структур: 1) область декомпрессии (тыловая тектоническая депрессия или вулканомагматическая провинция), расположенная в тылу структуры горизонтального перемещения; 2) обширная область латерального течения геомасс, ограниченная сдвигами вдоль флангов и составляющая плитопоток (горизонтальную протрузию); 3) дугообразная в плане зона тектонического скучивания и нагнетания горных масс, образующая фронтальную часть плитопотока.

Структурный ансамбль такого рода был выявлен в юго-восточной части Балтийского щита, где в соответствии с приведенным выше латеральным рядом структур наблюдается следующая последовательность тектонических зон и провинций (с юго-запада на северо-восток): 1) Онежский палеопротерозойский вулканогенно-осадочный бассейн и одноименная современная впадина (оз. Онежское); 2) Водлозерский блок, сложенный архейскими гранит-зеленокаменными комплексами и образующий структуру выдвижения в северо-восточном направлении; 3) палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы Ветреного пояса, испытывающие горизонтальный изгиб и пережим в центральной части пояса в соответствии с индентерным воздействием Водлозерского блока (рис. 1). С северо-востока данный латеральный ряд структур надстраивается полиметаморфическими комплексами Беломорско-Лапландского пояса.

---

<sup>1</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



**Рис. 1. Структурно-кинематическая схема ЮВ части Балтийского щита**  
 1–4 – структурно-вещественные комплексы: 1 – гранитогнейсы архея Водлозерского блока (а) и Беломорско-Лапландского пояса (б); 2 – зеленокаменные пояса неоархея, 3 – вулканогенно-осадочные образования палеопротерозоя, 4 – осадочный чехол фанерозоя; 5 – направления латеральных перемещений докембрийского (а), фанерозойского (б), неотектонического (в) этапов; 6 – направления сдвиговых перемещений докембрийского (а), фанерозойского (б), неотектонического (в) этапов; 7 – оси горизонтальных складок (дугообразных структур) докембрийского (а) и фанерозойского (б) этапов

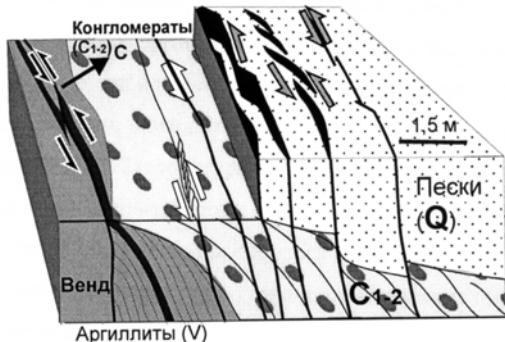
По результатам структурно-кинематических наблюдений и на основании дешифрирования материалов дистанционных съемок (космоснимки, данные алтиметрии) была составлена структурно-кинематическая схема данного региона (см. рис. 1).

Структурно-кинематические исследования в пределах юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса показали, что в динамическом

отношении данная область выходов глубинных метаморфических комплексов имеет много общего с характером перемещений в центральной части данного пояса (район Кандалакшского залива), где отмечается развитие Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии [4]. Изучение структурно-кинематических парагенезов рассматриваемой области позволило выявить этапы деформаций неоархейского, палеопротерозайского (селецкий и свекофенний этапы) и рифейского возраста. Особый интерес представляют структурно-кинематические парагенезы свекофеннского этапа деформации. Среди этих структур были выявлены следующие тектонические формы мезо- и микроуровня: мелкие субгоризонтальные протрузии, связанные с выжиманием пластичных пород из сдвиговых зон высокого порядка; C-S-структуры, связанные со сдвиговыми и сдвигово-надсдвиговыми перемещениями; асимметричные будинаж-структуры, вихревые и ротационные тектонические формы, свидетельствующие о сложном ламинарно-турбулентном тектоническом течении геомасс в субгоризонтальном направлении. Реконструируется общая кинематическая ситуация, связанная с интенсивным перемещением геомасс в северо-западном направлении с одновременным выжиманием и надсдвиганием беломорских комплексов на палеопротерозойские породы Ветреного пояса в юго-западном направлении (см. рис. 1). Эти динамические особенности хорошо согласуются с характером перемещений в центральной части данного пояса и позволяют полагать, что изученный сегмент представляет собой либо тыловую часть Колвицко-Умбинской структуры, либо аналогичную ей обособленную тектоническую форму.

В результате изучения структурно-кинематических парагенезов палеопротерозойских комплексов Ветреного пояса, а также на основании геологического картирования и дешифрирования космоснимков было установлено, что современный структурный стиль данной зоны во многом соответствует строению транспрессионных «пальмовых» структур. В центральной части рассматриваемый пояс испытывает пережим и дугообразный изгиб в плане, что связано с горизонтальным выдвиганием Водлозерского кристаллического массива по направлению к северо-востоку. На мезо- и микроуровне в породах Ветреного пояса доминируют структурно-кинематические парагенезы ранних стадий деформации свекофеннского этапа тектонометаморфических преобразований (синхронные с проявлением метаморфизма зеленосланцевой фации): C-S-структуры, субслойные зоны срыва и диагональные системы рассланцевания, сдвиговые и надсдвиговые дуплексы, сдвиги, сдвигово-надсдвиги высокого порядка и связанные с ними асимметричные складки. Анализ данного структурного парагенеза позволяет предполагать, что он формировался в условиях левосдвиговой транспрессии и был наложен на более ранние структуры, связанные с надсдвиганием беломорских комплексов на карелиды и сохранившиеся в виде редких реликтовых фрагментов структур.

Особый интерес представляет крутопадающая мощная (100–300 м) зона сдвига, ограничивающая Ветреный пояс с севера. Она маркируется



**Рис. 2.** Структурные парагенезы в долгоживущей зоне сдвиговых дислокаций, ограничивающей Ветреный пояс с севера  
Реконструкция группы обнажений в районе пос. Ярнема

зонами интенсивного разлинования и рассланцевания, а также выходами тектонитов – динамометаморфическими сланцами, катаклазитами, брекчиями. Данная структура имеет признаки долгоживущего нарушения и срезает различные структурно-вещественные комплексы: архейские образования Беломорского пояса, палеопротерозойские толщи Ветреного пояса, осадочные породы венда и палеозоя, а местами проникает и в четвертичные отложения. При этом в пределах зоны между дислоцированными в разной степени разновозрастными вещественными комплексами сохраняются признаки угловых и структурно-метаморфических несогласий (рис. 2). Полученные материалы позволяют полагать, что данная зона сдвига испытывала периодическую активизацию в свекофеннское время, в венде и в палеозое, а также в новейшее время. При этом вдоль зоны отмечались устойчивые левосдвиговые перемещения (см. рис. 2).

Изучение дислокаций в осадочном чехле ВЕП вдоль юго-восточной окраины Балтийского щита в бассейне р. Онега позволило установить унаследованный характер развития структур чехла в результате ремобилизации дизъюнктивных нарушений в породах докембрийского фундамента. Другими словами, были выявлены сквозные суперпозиционные (долгоживущие) структурно-кинематические парагенезы, которые формировались и периодически подновлялись по крайней мере с палеопротерозоя до неотектонического этапа развития. Они выражены в симметаморфических структурах докембрийских комплексов, в конседиментационных и деформационных структурах палеозойского чехла, в четвертичных ледниковых и аллювиальных отложениях. Имеет место геометрическая, а местами и кинематическая унаследованность в развитии структурных парагенезов и ансамблей.

В целом, полученные структурно-кинематические данные позволяют предложить модель кинематической эволюции Водлозерского блока и его обрамления (см. рис. 1). Согласно этой модели, Водлозерский блок

представляет собой крупную структуру латерального тектонического течения, которая развивалась на фоне сочетания двух кинематических факторов: вращения по часовой стрелке и латерального перемещения к северо-востоку в виде плитопотока. Эта кинематическая ситуация несколько изменялась во времени, но общая тенденция сохранялась длительное время, вероятно, начиная с палеопротерозоя до неотектонического этапа развития территории.

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

### Литература

1. Леонов М.Г. Протрузии кристалического фундамента (факт существования, структура, механизм формирования) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып.2. С. 3–18.
2. Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
3. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 5. С. 19–44.
4. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит): Автореф. дис... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2004. 46 с.

**В.С. Конищев<sup>1</sup>**

### **Взаимосвязь цикличности тектогенеза, нафтидогенеза и галогенеза**

Большая часть мировых ресурсов углеводородов находится в соленосных осадочных бассейнах, что определяется тесной временной, пространственной и генетической связью нефтегазоносных и соленосных формаций, служащих надежными флюидоупорами и способствующих сохранению скоплений углеводородов. Эта связь определяется цикличностью нафтидогенеза и галогенеза, которая обусловлена цикличностью тектогенеза.

В тектоническом развитии земной коры принято выделять циклы Вилсона и циклы Бертрана. Циклы Вилсона наиболее крупные, продолжительностью до 400–600 млн лет и более и представляют собой отрезки времени от раскрытия до закрытия океана или от начала распада одной Пангеи до становления другой. Цикл Бертрана от начала заложения геосинклинали до ее закрытия и орогенеза имеет длительность около 150–200 млн лет, и каждый цикл Вилсона состоит из одного или нескольких циклов Бертрана.

---

<sup>1</sup> Институт геохимии и геофизики (ИГиГ) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

В конце этих циклов в эпохи орогенеза происходило закрытие части океанов, обычно по их периферии на границе с континентами или в центральных районах на границе с микроконтинентами, с образованием складчатых систем. Если выделять мегацикли (циклы Вилсона), включая в них время существования суперконтинентов (Пангей) и время их распада, можно выделить три крупных мегацикла. Первый включает время существования Пангеи I в позднем архее – начале раннего протерозоя и время ее распада в раннем протерозое. Второй мегацикл включает время существования Пангеи II в конце раннего – начале позднего протерозоя и время ее распада в позднем протерозое – раннем и среднем палеозое. Третий цикл включает время существования Пангеи III в конце палеозоя – начале мезозоя и время ее распада в мезозое–кайнозое. Длительность таких циклов составляет порядка 600 млн лет, а отсчет их начала и конца может производиться по времени достижения очередной Пангеей ее максимальной сплошности [1].

Интенсивность нефтеобразования с момента возникновения этого процесса в архее не оставалась постоянной. Она циклически менялась, и выделяется несколько максимумов нефтеобразования и нефтенакопления. Интенсивность нефтеобразования контролировалась не столько массой живого вещества в биосфере, сколько массой фоссилизированного органического вещества и направленностью его последующих превращений в диагенезе и катагенезе, т.е. эволюцией и геологической историей осадочных бассейнов стратисферы как единого целого.

Первый, раннепротерозойский, максимум нефтеобразования и нефтенакопления выделяется с большой долей условности, так как большая часть нафтидов этой фазы генерации углеводородов была разрушена в ходе последующей геологической истории. Ведущими факторами разрушения были метаморфизм и магматизм, орогенез, складчатость и разрывообразование, размыв вмещающих и покрывающих отложений, диссипация, биодеградация и окисление. Этому максимуму отвечает древнейшее крупное скопление битумов – карельские шунгиты, запасы которых оцениваются в сотни миллиардов тонн, при этом количество нефти, потребовавшееся для их образования, было больше на порядок.

Второй максимум нефтеобразования и нефтенакопления имел место в позднем протерозое. О проявлении этой фазы нефтеобразования и нефтенакопления свидетельствует открытие самого древнего нефтегазового супергиганта в Юрубчено-Тахомской зоне на Байкитской антеклизе и многочисленные залежи нефти и газа в рифейских, вендских и нижнекембрийских отложениях на Сибирской платформе, а также залежи нефти и газа в синийских отложениях Сино-Китайской и Сычуанской платформ, в вендских отложениях Аравийско-Нубийской платформы, единичные притоки нефти и газа и их обильные признаки в верхнепротерозойских отложениях осадочных бассейнов Австралийской, Таримской, Африканской, Южно-Американской, Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ. Изучение этого стратиграфического эта-

жа нефтегазоносности находится еще на начальной стадии, поэтому о масштабах нефтегазообразования в этот максимум судить трудно. Однако несомненно, что они были значительными.

Третий максимум нефтеобразования и нефтенакопления относится к середине палеозоя – девону и карбону. Наиболее интенсивно этот максимум проявился на Восточно-Европейской и Северо-Американской платформах, и с ним связано около 6% мировых запасов нефти. Количество образовавшихся в этот максимум углеводородов было существенно больше, так как основная часть месторождений была разрушена с образованием скоплений битумов.

Четвертый и самый крупный максимум нефтеобразования и нефтенакопления, с которым связано около 72% мировых запасов нефти, имел место в поздней юре и мелу.

Пятый, последний по времени, максимум нефтеобразования и нефтенакопления, с которым связано около 12% мировых запасов нефти, имел место в кайнозое – от эоцена до плиоцена включительно.

Следует отметить, что палеозойский, верхнепротерозойский и нижнепротерозойский максимумы нефтеобразования и нефтенакопления были, несомненно, более интенсивными, чем это следует из оценки только запасов нефти, так как большая часть запасов палеозойского и верхнепротерозойского и, по-видимому, все запасы нефти раннепротерозойского максимума были уничтожены или превращены в битумы [2].

Поскольку углеводороды являются продуктом седиментогенеза, а родиной нефти и газа – осадочные бассейны, их эволюция во времени и определяла цикличность нафтогенеза. В свою очередь, эволюция осадочных бассейнов определялась эволюцией тектогенеза.

Статистический анализ показал, что наиболее интенсивно процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления протекали на границах океанов и континентов в бассейнах активных и, особенно, пассивных окраин континентов, которые были главными областями седиментации и накопления органического вещества, в меньшей степени – в рифтовых бассейнах и бассейнах надрифтовых синеклиз [3]. Рифты нередко являются входящими и связаны с океанами. Поэтому эволюция во времени главных нефтегазоносных осадочных бассейнов и, как следствие, цикличность нефтеобразования и нефтенакопления тесно связаны с формированием и развитием палеоокеанов в течение циклов Вильсона [1, 2]. Эпохи интенсивного нефтенакопления совпадают по времени с эпохами деструкции континентов и формирования океанов. Это обусловлено тем, при расколе континентов увеличивается суммарная длина их границы с окружающим Мировым океаном, соответственно увеличиваются количество периконтинентальных осадочных бассейнов, их площадь и объем осадочного выполнения. Именно такие зоны и контролируют большую часть мировых ресурсов нефти и газа. В двух последних циклах Вильсона выделяются по два максимума интенсивности нефтеобразования и нефтенакопления: первый отвечает времени начала деструкции макро-

континентов и формирования палеоокеанов между ними, второй – заключительным фазам существования палеоокеанов перед их закрытием. Соответственно первый максимум может отвечать времени формирования осадочных бассейнов пассивных окраин, а второй – активных.

Время существования Пангей и в меньшей степени заключительные орогенные этапы циклов Бертрана являются геократическими, когда происходило сокращение площади осадочных бассейнов с субаквальными отложениями и спад нефтеобразования и нефтенакопления. С распадом Пангей и этапами погружения циклов Бертрана связаны талассократические эпохи и максимумы нефтеобразования и нефтенакопления.

Галогенез также характеризуется четко фиксируемой этапностью. В фанерозойской истории выделяются вендско-кембрийский (с максимумом в раннем кембрии), среднедевонско-раннекаменноугольный, пермский (с максимумом в кунгуре), верхнеюрский и миоценовый этапы соленакопления. Максимумы галогенеза приходятся на ранний кембрий и раннюю пермь. Эта этапность обнаруживает достаточно четкую связь как с циклами Вилсона, так и с циклами Бертрана.

Благоприятные тектонические и палеогеографические условия для мощного соленакопления создавались в начальные и особенно в заключительные этапы циклов Вилсона и Бертрана. В это время при интенсивном, некомпенсированном осадконакоплением прогибании формировались глубокие депрессии и создавались благоприятные для соленакопления обстановки периодической изоляции и питания этих бассейнов морскими водами, что в условиях аридного климата геократических эпох заключительных стадий циклов приводило к периодическому выпариванию бассейнов и накоплению мощных полициклических эвапоритовых соленосных формаций. С заключительной, орогенной, стадией байкальского цикла Бертрана связаны вендская и кембрийская соленосные толщи, с заключительной стадией герцинского цикла – соленосные формации пермского возраста, с заключительной стадией киммерийского цикла – верхнеюрские соленосные формации и с заключительной стадией альпийского цикла – миоценовые соленосные отложения.

Эти эвапоритовые соленосные толщи заключительных стадий циклов перекрывали мощные нефтегазопроизводящие толщи, накопившиеся в средние части циклов, что создавало благоприятные условия для формирования и сохранения скоплений углеводородов.

Большая часть мировых ресурсов углеводородов приурочена к бассейнам периферии Тетиса, особенно к бассейну Персидского залива. Это связано с его длительным устойчивым прогибанием в рифее, венде, палеозое и кайнозое в течение гренвильского, байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского этапов и накоплением в благоприятных климатических условиях низких широт огромного количества органического вещества, что предопределило их большой нефтегазогенерационный потенциал. Немаловажными факторами высокой продуктивности были крупные ловушки и надежные, в том числе эвапо-

ритовые соленосные покрышки вендского, юрского и миоценового возрастов конца байкальского, киммерийского и альпийского этапов, что обеспечило сохранность залежей углеводородов.

## Литература

1. Хайн В.Е. Циклы Вилсона и циклы Бер特朗да // Докл. РАН. 1992. Т. 325, № 3. С. 357–359.
2. Вышемирский В.С., Конторович А.Э. Циклический характер нефтенакопления в истории Земли // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 907–918.
3. Горбачев В.Ф. Новая глобальная тектоника и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М., 1983. 270 с.

**В.С. Конищев<sup>1</sup>**

## Роль инверсии плотности и пластичности в тектогенезе

Плюм-тектоника, магматизм, реидная и соляная тектоника, глиняный диапиризм являются проявлениями тектонического течения вещества на разных структурных уровнях мантии, консолидированной части земной коры и осадочного чехла. Все эти формы тектогенеза обусловлены инверсией плотности, пластичности и гравитационной неустойчивостью, вследствие чего в процессе адvection формируются диапировые (инъективные) дислокации. Механизм образования диапиров в осадочном чехле связан с наличием пород, более легких, чем покрывающие их толщи, и обладающих пластичностью и способностью к течению. Условием диапиризма являются возмущения, которые приводят механизм гравитационной неустойчивости в действие, и таким механизмом могут быть складчатость, разломообразование, размыв, которые создают неоднородное распределение напряжений в покрывающей толще, при этом диапир прокладывает себе путь там, где давление покрывающей его толщи будет меньшим.

Под тектоническим течением понимается дифференциальное движение частиц напряженного тела, являющееся суммарным эффектом пластической и хрупкой (но без нарушения внутренней связности деформируемого тела) деформации, которая охватывает определенный объем горной породы и находит отражение в образовании геологических структур; последние свидетельствуют о реальном перемещении вещества в пространстве без нарушения его сплошности. В основе тектонического течения лежит пластическая деформация – необратимая деформация твердых тел под действием напряжений без потери ими внутренней связности, которая проявляется как межзерновое скольжение, трансляционное скольжение по кристаллографическим плоскостям, растворение и переотложение вещества и т. д. Пластическая деформация включает и катакластическое течение, которое определяется относительным пере-

<sup>1</sup> Институт геохимии и геофизики (ИГиГ) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

мещением кластов пород и минералов без нарушения сплошности как такализированного объема [1].

Адвекция – процесс обмена веществом между разными по глубине уровнями земной коры и верхней мантии: более легкие, менее плотные массы, оказавшиеся ниже более плотных, стремятся всплыть и занять равновесное положение в поле силы тяжести Земли. Одновременно более тяжелые массы вещества погружаются вниз. Процесс адвекции схож с конвекцией, однако отличается от нее тем, что при этом не происходит многократного перемешивания вещества. При адвекции вещество, как правило, проходит половину замкнутого кругового пути – легкое вещество всплывает, тяжелое – тонет, и при достижении равновесия процесс останавливается.

Одной из наиболее изученных форм тектонического течения, адвекции и диапиризма является соляная тектоника или галокинез.

Условиями проявления галокинеза являются: залегание каменной соли под более плотными покрывающими отложениями; достаточно высокое давление для перевода соли в пластичное состояние (считается, что слои каменной соли мощностью 300 м становятся пластичными при мощности покрывающих пород 1000–1500 м); наличие градиента давления, благодаря которому соль перетекает в сторону меньшего давления. Градиенты давления создаются дифференцированными вертикальными и горизонтальными напряжениями растяжения и сжатия, которые приводят к образованию разрывных и складчатых деформаций, дифференциации поля тектонических напряжений и выводят соль из горизонтального залегания, обусловливая вследствие эрозии разность мощностей и нагрузок покрывающих пород. Соль течет в латеральном направлении вверх по восстанию отложений, при этом образуются соляные подушки в поднятых участках в местах осложнения подсолевого ложа и первичные компенсационные синклинали между ними. Далее в процессе пере распределения соли в соляных подушках преобладающим становится вертикальное течение соли и формируются диапиры, прорывающие по разрывным нарушениям надсолевые отложения и прислоненные к ним вторичные компенсационные синклинали, а в межкупольных зонах – асимметричные межкупольные прогибы или поднятия типа «щита черепахи», которые являются комбинацией первичных и вторичных компенсационных синклиналей. Расстояния между соляными поднятиями в Припятском прогибе равно 4–10 км, в Северо-Германском солянокупольном бассейне – 14–15 км при высоте соляных массивов 1–3 и 1–5 км соответственно, и, следовательно, величина горизонтального течения соли больше, чем вертикального.

Среди диапировых складок нагнетания, развитых в осадочном чехле, особую группу составляют глиняные диапиры. К инъективным дислокациям, которые развиты как в чехле, так и в фундаменте, Ю.А.Косыгин [2] относил нептунические дайки, жилы и магматические интрузивные тела: батолиты, лакколиты, дайки, силлы, трубки взрыва и др. Регио-

нальный метаморфизм и гранитизация вызывают инверсию плотности горных пород и метаморфогенную и магматогенную адвекцию с формированием диапировых структур и структур течения в них.

Термин «реидная деформация» был введен [3] для определения способности горных пород к течению в твердом состоянии. Реидная тектоника включает в себя совокупность тектонических структур и процессов, отражающих объемное тектоническое течение горных и генетически связанных масс. Это понятие применяется к породам фундамента и консолидированной земной коры в целом. Оно включает пластические деформации, хрупкие макросколовые (блоковые) и микросколовые (кливажные) деформации, меланжирование, дезинтеграцию и катаклаз, динамическую рекристаллизацию, течение гранулированных сред и проявляется в виде глубинных диапиров и кристаллических протрузий, пликативных изгибов верхней поверхности фундамента, тектонической расслоенности коры, определенных структурных рисунков и их парагенезов. Многочисленные примеры показывают, что фундамент всех видов геоструктур с консолидированной корой на плитной стадии и на стадиях внутрикратонной активизации подвижен и подвержен существенным структурным и вещественным преобразованиям, связанным с объемным пластическим, хрупкопластическим и катакластическим течением, т.е. с реидной деформацией. Реидные деформации определяются в основном тангенциальными напряжениями и связаны со значительными горизонтальными перемещениями горных масс, формируя сложные коллажи структур вертикально- и горизонтально-плоскостного течения, а также протрузивно-купольные структуры [1].

Дж. Морган [4] выдвинул идею мантийных плюмов, и развитие представлений о них вылилось в самостоятельную концепцию, получившую название «тектоники мантийных плюмов», которая стала, наряду с плитной тектоникой, одним из важных элементов общей теории развития Земли. Мантийные плюмы Дж. Морган рассматривал как выражение конвекции в нижней мантии, которая сопровождается теплопотоком и выносом относительно примитивного вещества мантии в астеносферу. Вследствие подъема плюма происходит радиальное горизонтальное растекание материала, вызывающее появление напряжений в основании литосферных плит. Мантийные плюмы Морган считал движущим механизмом литосферных плит. Зарождение плюмов, как это следует из данных сейсмической томографии, может происходить на разных глубинах. Кровля плюмов может находиться на разных глубинах мантии в зависимости от стадии их развития.

В основе всех этих процессов лежат адвекция и диапиритм как активная реакция определенных объемов горных масс на меняющиеся термодинамические условия. Они являются важнейшим фактором структурообразования на самых разных уровнях тектоносферы, и иерархически построенная многоярусная адвекция и конвекция в мантии, консолидированной коре и осадочной оболочке являются основной

формой обмена веществом и энергией между разными по глубине оболочками Земли и одним из основополагающих и доминирующих процессов в тектоносфере.

Адвекция и диапиризм обычно считаются отражением процессов плотностной инверсии. Однако Ю.Г.Леонов [5] утверждает, что главную роль в этом процессе играет механизм не плотностной, а вязкостной инверсии, и они могут проявляться и при отсутствии инверсии плотности. Результатом вязкостной инверсии является выжимание текучих тел в направлении с меньшим литостатическим давлением, т.е., в конечном счете, по направлению к земной поверхности. В условиях плотностной и вязкостной инверсии и неоднородного поля напряжений происходят разномасштабное вертикальное и латеральное перераспределение вещества, отток его из зон повышенной компрессии и нагнетание в зоны геодинамических убежищ. При этом латерального течения происходит трансформируется в вертикальное и при выжимании (эжекции) вещества в более верхние горизонты коры образуются диапиры. Для соляных, глинистых и, вероятно, магматических диапиров геодинамическими убежищами служат зоны разломов, в процессе подвижек по которым вдоль них создаются зоны снижения напряжений.

Вывод Ю.Г. Леонова о ведущей роли в тектогенезе вязкостной, а не плотностной инверсии подтверждается материалами по галокинезу, в частности, – в Припятском прогибе. Принято считать, что инверсия плотности является обязательным условием галокинеза. Однако в Припятском прогибе галокинез в галитовой субформации фаменской соленосной формации наиболее активно происходил во время соленакопления при отложении пород выщелажающей глинисто-галитовой (калиеносной) толщи, которая по плотности пород не отличается от галитовой, т.е. при отсутствии инверсии плотности. Вязкостной инверсии и дифференциации поля напряжений вследствие движений по разломам было достаточно для тектонического течения соли в ослабленные зоны разломов, галокинеза и диапиризма.

## Литература

1. Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная акреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
2. Косыгин Ю.А. Тектоника. М., 1969. 616 с.
3. Carey S.W. The Rheid Concept in Geotectonics // Bull. Geol. Austr. 1954. V. 1. P. 67–117.
4. Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. V. 230. P. 42–45.
5. Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмических отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.

## **Влияние тектонических неоднородностей фундамента на эволюцию инверсионных структур во фронте орогенных поясов: результаты физического моделирования.**

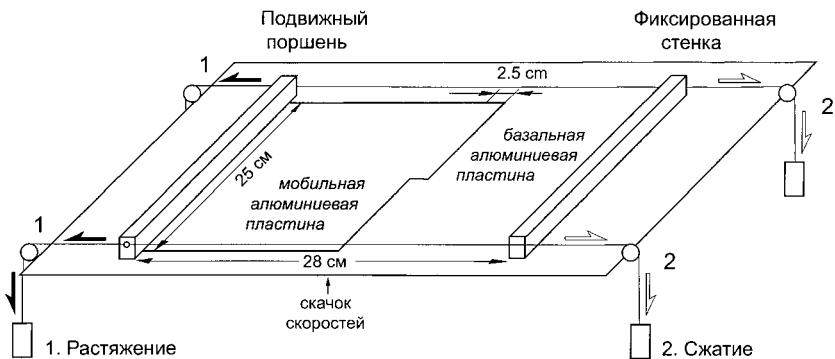
Сбросы и поперечные разломы, сформированные в процессе рифтогенеза на окраинах континентов, оказывают воздействие на формирование инверсионных структур при последующих этапах сжатия. Влияние поперечных структур фундамента в структуре окраины на развитие фронтальных структур покровно-складчатых поясов было изучено с помощью физического моделирования с использованием двуслойных моделей (силикон – песок) в условиях последовательных этапов растяжения и сжатия. Модельные вещества были отобраны с учетом выполнения критериев подобия и в соответствии с требованиями метода рентгеновского компьютерно-томографического (СТ) сканирования. Использование СТ сканера позволило получить изображения последовательных этапов деформации моделей без их разрушения (разрезания). Деформационные свойства моделей меняются с глубиной в зависимости от слагающего материала. В качестве нижних слоев с пластическими деформациями (аналог нижней коры) использованы слои силиконов низкой и повышенной вязкости. Для верхних слоев с хрупкими деформациями (аналог верхней коры) использован эоловый песок с магнетитовыми послойными маркерами. Поперечные неоднородности в структуре фундамента моделировались с помощью мобильной алюминиевой пластины, расположенной в основании моделей и имеющей ступенчатый край (рис. 1), а также вариациями мощности и реологии нижних пластичных слоев. Перемещение подвижного поршня установки с прикрепленной к нему алюминиевой пластины создавало в основании модели скачок скоростей, что приводило к локализации деформации в модели. Рифтовые впадины, формировавшиеся при растяжении, послойно заполнялись песчаным материалом с магнетитовыми маркерами для имитации синрифтовой седиментации.

На этапе растяжения над зоной скачка скоростей наблюдалось утонение пластичных слоев модели, и развивался будинаж, в верхних слоях происходило формирование рифтовых структур и сбросов (рис. 2). В зоне поперечных структур развивалась продольная проградация и происходило взаимное перекрытие окончаний рифтовых впадин. На этапе сжатия сбросы вдоль продольных сегментов рифтовых впадин были реактивированы как надвиги и взбросы (см. рис. 2). Последовательная проградация продольных надвигов вдоль фронта деформации приводила к их перекрытию над зонами поперечных структур. Пластичные слои на этом этапе ис-

---

<sup>1</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Национальный институт научных исследований, Квебек, Канада



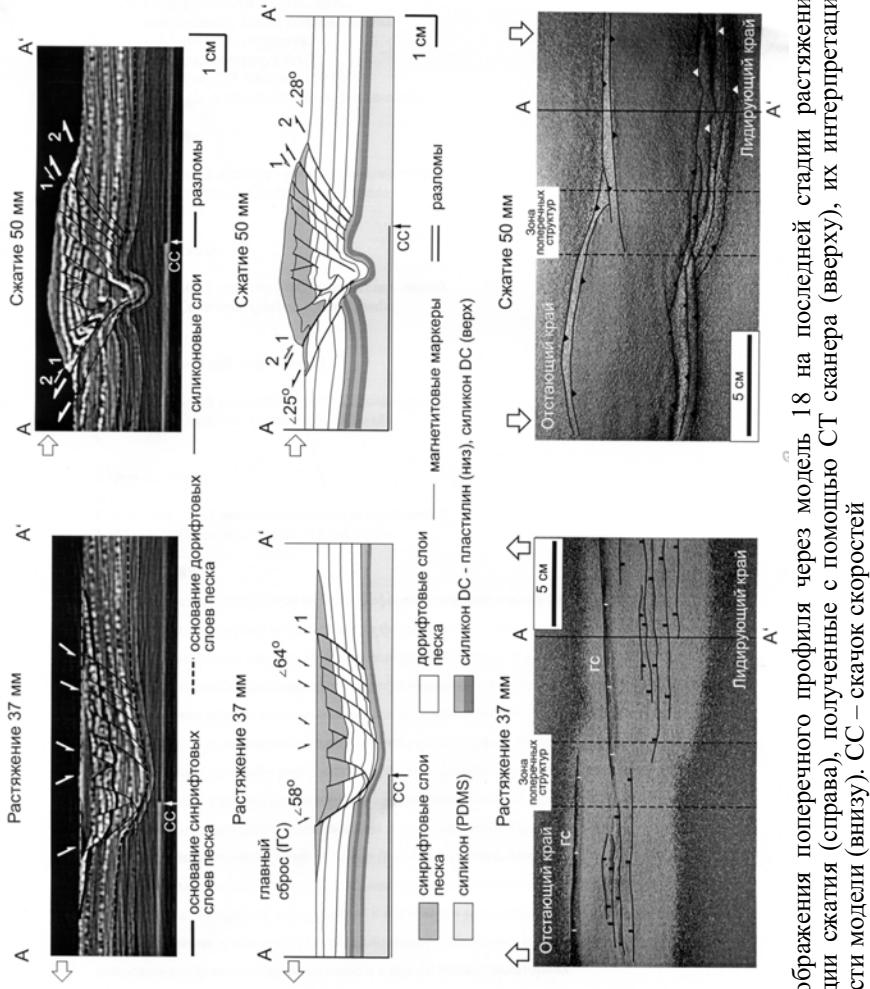
**Рис. 1.** Схема экспериментальной установки

пытывали латеральное сокращение, наблюдалось формирование продольных фронтальных складок. Оси продольных складок над зоной поперечных структур отклонялись и становились почти параллельными направлению сжатия. На заключительных этапах сжатия в верхних апикальных частях инверсионных структур наблюдалось формирование поздних сбросов. Было показано, что создание неоднородностей в мощности пластичных слоев и в их реологии позволяет контролировать локализацию структур растяжения независимо от геометрии мобильной пластины и приводит к формированию асимметричных рифтовых бассейнов.

Согласно полученным результатам физического моделирования, поперечные структуры фундамента влияют на геометрию и тектоническое развитие осадочных бассейнов на стадии их раскрытия и определяют стиль и ориентацию тектонических структур на стадии закрытия. Результаты моделирования хорошо коррелируются с геологическими примерами инверсионных структур гор Высокого Атласа, Морокко и Южных Аппалачей, США [1, 2]. Комплексная интерпретация результатов моделирования и синтетических сейсмических профилей, выполненная в настоящем исследовании, может быть использована для локализации и анализа потенциально нефтегазоносных и металлоносных структур покровно-складчатых поясов на суше и в прилегающих акваториях.

## Литература

1. Bayona G., Thomas W. A., Van der Voo R. Kinematics of thrust sheets within transverse zones: a structural and paleomagnetic investigation in the Appalachian thrust belt of Georgia and Alabama // J. Struct. Geol. 2003. V. 25. P. 1193–1212.
2. Beauchamp W. Superposed folding resulting from inversion of a synrift accommodation zone, Atlas Mountains, Morocco // Thrust tectonics and hydrocarbon systems / K. R. McClay (Ed.). AAPG Memoir. 2004. V. 82. P. 635–646.



**Рис. 2.** Изображения поперечного профиля через модель 18 на последней стадии сжатия (справа) и на последней стадии сжатия (справа), полученные с помощью СТ сканера (вверху), их интерпретация (в середине), фото поверхности модели (внизу). СС – скачок скоростей

## Кайнозойская внутриплитная деформация Северной Евразии как результат альпийского тектогенеза на границах Евразийской литосферной плиты

Идея о том, что внутриплитная деформация связана с процессами, происходящими на межплитных границах, привлекает все больше сторонников [1,3, 5–9]. Вместе с тем, многие связанные с этим вопросы требуют разработки: возможность передачи напряжений на столь большие расстояния; соотношения таких наведенных извне напряжений с таковыми, рождающимися внутри самой платформы; проблема унаследованности внутриплитных дислокаций от движений более ранних этапов; положение внешней (в пределах платформы) границы зоны воздействия межплитного процесса; взаимодействие коллизионных, субдукционных и спрединговых процессов, действующих на разных границах одной и той же плиты; и др. В докладе излагаются результаты исследования этих вопросов на примере Альпийско-Гималайского коллизионного пояса и соседних платформ севера Евразии.

**Кинематика блоков в зоне альпийской коллизии и влияние последней на внутриплитную деформацию.** Столкновение континентов вызывает их некоторое разрушение, и поэтому зоны коллизии сопровождаются внутриплитными дислокациями. Последние по удалении от границы плит затухают постепенно, и реальной грани между ними и собственно коллизионными не существует. При этом площадь области дислокаций и их интенсивность зависят от того, какая из коллимирующих плит – орудие деформации (индентор), а какая – ее объект. В качестве индентора обычно выступает та из них, которая имеет не столь крупные размеры, сколь существенно большую скорость смещения и, самое важное, поддвигающаяся в зону коллизии. Таковы, в частности, Апулийский, Аравийский и Индостанский осколки Гондваны, в кайнозое внедрявшиеся в Евразию. Соответственно, выделяются два вида внутриплитной индентационной деформации: активного и реактивного воздействия [3]. Первый, возникающий в деформируемой (нависающей) плите, захватывает огромные территории и при этом чрезвычайно постепенно ослабевает на площади (внутриплитные деформации Центральной Азии, простирающиеся до центра Сибири). Второй, образующийся при реактивном разрушении лобовой части индентора, узко локализован в зоне коллизии, но зато отличается аномальной интенсивностью деформации, сопровождающейся метаморфизмом материала плиты-индентора (Пеннинские покровы Альп, Центральный Гималайский надвиг). Особый случай реактивных деформаций – одновременный с гималайской орогенией срыв со своего подлога Индостанского фрагмента, вызвавший коробление океанической коры в Индийском океане [1].

---

<sup>1</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Специальное исследование кинематики блоков Кавказско-Копетдагского и других сегментов Альпийско-Гималайского коллизионного пояса [2,3] выявило широкое распространение латерального выжимания масс из мест повышенного давления к менее сжатым участкам – периклиналям орогенов (Южно-Каспийская, Афгано-Таджикская впадины). Режим горизонтальных перемещений определяется принципом плотнейшей упаковки. Блоки двигались к ближайшим участкам, способным принять выжатый материал – геодинамическим убежищам. Даже если и возникали новые зияния (Южно-Каспийский провал), то позже и они затягивались выжатыми массами. Очевидно, в такой подгонке краев блоков и заключается механизм выравнивания мощности коры коллизионного пояса.

В целом оказалось, что деформация сдвига играет не менее важную роль в структуре орогенов, чем выжимание масс вверх в надвиговом поле напряжений, и определяет крупные особенности структурного рисунка зоны коллизии. Эта деформация, вовлекающая в согласованное перемещение целые ансамбли блоков, обеспечивает передачу напряжений на большое расстояние и поэтому является фактором внутриплитной деформации. Зоны давления инденторов обладают общими чертами независимо от особенностей строения и предыстории развития среды и состоят из одной и той же последовательности деформационно-кинематических зон [3, 5]. Так, в Периаравийской коллизионной области по мере удаления от Аравийской плиты к северу сменяются зоны: надвигового стресс-режима (например, Тавр и Загрос); сдвига, внутри которой иногда удается выделить и более дробные зоны – транспрессии (Загрос, юг Восточного Ирана), полного сдвига (Северная Анатolia, Копетдаг) и транstenзии (Западная Анатolia, обрамление Южного Каспия); сбросового стресс-режима (север Кавказа и Копетдага, Южный и Средний Каспий). Самая северная из этих зон проектируется на платформенную область Юго-Восточной Европы.

**Новейшая структура Скифской и юго-востока Русской плит – северное продолжение Периаравийской коллизионной области.** Внутриплитная структура Северной Евразии формировалась в кайнозое и при этом одновременно с фазами жесткой коллизии в Альпийско-Гималайском поясе: в палеоцене–олигоцене – для Периапулийской, в олигоцене–квартете – для Периндийской и в миоцене–квартете – для Периаравийской коллизионных областей. Следовательно, эта структура может рассматриваться как периферический элемент зоны динамического влияния индентора. Данное предположение было проверено на примере полого деформированной платформенной территории Юго-Восточной Европы, издавна считавшейся классическим примером проявления вертикальной тектоники. Это потребовало разработки специальной методики выявления горизонтальной компоненты движений для областей такого типа [5].

О том, что новейшая структура этой территории образовалась из-за давления Аравийской плиты, свидетельствуют: 1) единство поля деформаций платформ и соседнего Кавказа (меридиональное укорочение – ши-

ротное удлинение); 2) сходство структурного рисунка (преобладание правых сдвигов на западе и левых – на востоке); 3) сбросовый стиль структуры, характерный для внешних частей зон индентации. При этом обычные здесь субмеридиональные сбросы к северу (Среднее Поволжье, Северный Прикаспий) сменяются субширотными, маркирующими самую дальнюю периферию такой зоны – где должны уже проявиться компенсационные деформации, смягчающие эффект индентации [3]; 5) одновременность тектонических фаз для платформы, Кавказа и Аравийской плиты [3, 5].

Коллизионные напряжения передавались через фундамент, признаки чего – увеличение амплитуды внутриплитных надвигов с глубиной и возрастание деформированности чехла в местах неглубокого залегания фундамента (Воронежский массив). Там же повышена сейсмичность; эпицентры приурочены к новейшим разрывам, особенно сдвигам (М.Л. Копп, А.А. Никонов). На участках погружения фундамента (Прикаспий) новейшие деформации развиваются только на глубине (из-за того, что глубинные напряжения гасятся толщей чехла). Новейшая структура имеет корни в низах коры, тогда как преобразования более ранних этапов (каledonское растяжение и герцинское сжатие) сохранились в верхней коре – в виде реликтов, уцелевших от глубинной новейшей переработки (М.Л. Копп, Ю.К. Щукин). Таким образом, фронт альпийских напряжений к северу от Кавказа погружается и утоняется, будучи сосредоточен только в низах коры.

Характер реализации коллизионных напряжений зависел от неоднородностей платформенной коры. Если мощный чехол авлакогенов сминался в надвиговом режиме [7, 8], то на сводах формировались глубинные сдвиги и сбросы. Участки тонкой коры поддвигались с образованием краевых надвигов – «внутриплитная субдукция» (Мугоджары, Северный Урал), а в месте схождения блоков с корой близкой мощности возникали высокие дивергентные орогены – «внутриплитная коллизия» (Южный Урал).

**Спрединг в Северной Атлантике – Арктике как фактор внутриплитной деформации.** Обобщение более широкого материала о пиренейских и ларамийских внутриплитных дислокациях, о палеогеновом сдвиге вдоль линии Торнквиста, об особенностях зоны спрединга к северо-западу от Скандинавии и о сдвигах Урала убеждает в том, что сам Восточно-Европейский кратон в кайнозое слегка сдвинулся к юго-востоку [4]. После того как в палеоцене западноевропейская часть Евразийской плиты и отрезок зоны спрединга к северо-западу были заблокированы коллизиями в Альпах, последняя резко распространилась в Арктику; в результате Восточная Европа вместе с Сибирью начала движение к юго-востоку по правому сдвигу вдоль линии Торнквиста. Как самостоятельная субплита Восточная Европа отделилась от Сибири в эоцене – скорее всего, в связи с блокировкой Азии Индоостаном; кроме того, по курсу ее дрейфа еще сохранялось свободное пространство в виде Загросского реликта Тетиса. В плиоцене движение субплиты было остановлено Аравийско-Евразийской коллизией, и результатом этого явились ее общее сжатие и поднятие Фенноскандии, создавшее условия для материкового оледенения.

Таким образом, представление о единстве и жесткости Евразийской плиты в кайнозое справедливо лишь в самом первом приближении. На деле же последняя представляла собой менявшийся во времени калейдоскоп субплит, с разной скоростью отходивших от оси спрединга. При этом наибольшее ускорение в движении к югу получали те фрагменты Евразии, которые не были блокированы на юге альпийскими коллизиями.

Можно сделать главный вывод: разные тектонические процессы, происходящие на противоположных границах Евразийской плиты, каждый по своему, способствовали ее внутриплитной деформации. При этом они протекают согласованно, и, соответственно, в каждой точке внутри плиты одновременно действуют силы, исходящие из разных источников. Выскажем парадоксальное утверждение, что, если внутриплитные деформации представляют собой объективную реальность, то внутриплитные напряжения вряд ли существуют сами по себе, на самом же деле это межплитные напряжения, только ослабленные и искаженные, приспособившиеся к неоднородностям платформенной коры.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации «Научные школы» № НШ-7559.2006.5.

## Литература

1. *Вержбицкий В.Е., Конн М.Л.* Внутриплитные дислокации юго-востока Восточно-Европейской платформы и северо-востока Индийского океана: сравнительный анализ морфологии и обстановок формирования // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 1. С. 84–89.
2. *Конн М.Л.* О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94–107.
3. *Конн М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе // М.: Научный Мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
4. *Конн М.Л.* Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торниквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое//Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука. 1999. С.84–107 (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
5. *Конн М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).
6. *Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Конн М.Л., Расцветаев Л.М.* Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.
7. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
8. *Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S., Ershov A.V.* Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformation: influence of the Tethyan collisional belt on the Eurasian continent from Paris to Tien-Shan // Acad.Sci. 1999. T.329, ser. IIa. P.49–57.
9. *Ziegler P.A.* Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model // Tectonophysics. 1987. V. 137. P. 389–420.

## Влияние космических факторов на геосфераы твердой Земли

Наша Земля – одна из девяти планет Солнечной системы, если считать и Плутон, которому вроде бы отказано в таком статусе, учитывая решение последнего Международного астрономического конгресса. Сама Солнечная система находится в одном из внешних рукавов главного диска Галактики Млечного Пути (ГМП) на расстоянии  $10^{17}$  км или  $10^4$  световых лет от ее центра, а сама Галактика делает один оборот за 240 млн лет. Находясь в такой космической системе, планета Земля подвергается воздействию многочисленных космических факторов, влияние которых на твердые геосфераы Земли еще не вполне ясно, в отличие от внешних геосфер – атмосферы, гидросферы, магнитосферы, ионосферы, зависимость которых от космических факторов вполне очевидна и доказана.

Бомбардировка ранней Земли многочисленными метеоритами и астероидами, представлявшими собой, по существу, остаточные планетизмы большого размера, не только способствовала началу образования атмосферы и гидросферы, но и привела к очень сильному разогреву части мантии, что позволяет говорить о «магматическом океане». Метеориты, а возможно и кометы, падали на поверхность Земли с разной интенсивностью всю ее историю, и сейчас известны десятки достоверных астроблем – звездных ран; некоторые из них очень крупные, как, например, кратер подо льдом в Восточной Антарктиде диаметром в 500 км, открытый совсем недавно. Метеориты диаметром более 40–50 км должны испытывать приливное разрушение еще в воздухе, поэтому кратеры в 400–500 км в диаметре являются предельными. Кратер Чикскулуб в Мексиканском заливе, образованный упавшим метеоритом 65 млн лет назад и давший 300 Гт серы, выброшенной в стратосферу, что снижает предельно необходимый уровень для фотосинтеза, возможно в какой-то мере ответствен за массовое вымирание биоты. Сейчас обсуждается образование огромных, до 4 км, волн цунами от падения метеоритов диаметром всего в 10 км в океаны и проводится численное моделирование последствий подобных процессов.

Давно и широко дискутируются вопросы о влиянии космических факторов на геологическую цикличность, начиная от существования общего ритма Солнца и внутренней динамики Земли, возникновения тектонических волн, периодов сжатия и растяжения в земной коре, контроля сейсмичности и кончая совпадением значимых стратиграфических границ с взаимодействием Солнечной системы со струйными потоками ГМП – местами интенсивной газовой конденсацией вещества. Зафиксирована связь между 6- и 12-ми циклами Солнечной активности и Чандлеровскими колебаниями (блужданиями) оси вращения Земли, цикличностью в изменениях внутреннего магнитного поля, периодами сжатия и

---

<sup>1</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

растяжения в современных рифтовых структурах (Исландия) и сейсмичности (Калифорния). Вряд ли эти связи могут быть случайными.

Влияние Солнечной активности на внешние геосфера Земли хорошо известно и в комментариях не нуждается. Солнечная активность, воздействуя на внешние сферы, например, атмосферу, связана с усилением или ослаблением влияния атмосферного давления в инфразвуковом диапазоне на микродеформации земной коры и приводит к возникновению мелкофокусных землетрясений, для которых изменение давления является «спусковым крючком».

Пожалуй, наиболее ярким проявлением влияния на различные процессы в твердых геосферах Земли является взаимодействие системы Земля–Луна или Земля–Луна–Солнце, в которой работают приливные силы. Раньше, когда Луна была гораздо ближе к Земле, приливные волны на последней были намного больше, чем сейчас, когда дважды в сутки волна, высотой в 0,3–0,4 м проходит по всем твердым континентам земного шара. Ряд исследователей считают, что приливные силы слишком малы и ими можно пренебречь. Однако другие доказывают, что Луна удалялась от Земли циклически неравномерно, что определяло колебания сил приливного влияния и сказывалось на циклическости глобальных тектонических процессов, трангрессий, регрессий, формирования гор и др. Существует мнение о том, что в Земле эффект приливного действия постепенно накапливается и создает весьма значительную силу, способную перемещать даже литосферные плиты.

Приливные силы, постоянно действующие на твердую Землю, запаздывают по сравнению с приливами в океане, что порождает определенную энергию, которая затем рассеивается в виде тепла. Запаздывание связано с тем, что вещества Земли не является идеально упругим, и в какой-то степени сопротивляется влиянию приливных сил, что приводит к изменению формы Земли, пусть и на крайне незначительную величину. Колебания приливных сил во времени меняет также и величину сжатия Земли и, как следствие, происходит изменение скорости ее вращения. Деформации, порождаемые приливными силами, должны прослеживаться вплоть до ядра.

Влияние приливных сил Луны на внутренние геосфера Земли оказывается и на колебании ядра и мантии, что, в свою очередь, оказывает воздействие на многие процессы в твердой Земле, в том числе на циклическость и инверсию тектонических процессов, их контрастность в противоположных полусферах планеты.

Некоторые исследователи приходят к выводу о том, что циклическость, наблюдаемая в геологической истории Земли, не может быть правильно понята и объяснена без привлечения внеземных факторов, так как внутренние процессы в Земле зависят от положения планеты на орбите, от изменения скорости ее вращения и приливных сил при условии упорядоченного, согласованного движения небесных тел в Солнечной системе. Иллюстрацией может служить схема приливной эволюции сис-

темы Земля–Луна, показывающая изменение динамических параметров нашей планеты, от которых зависят многие земные процессы.

Эффект воздействия Луны на Землю может проявляться и как спусковой механизм для возникновения землетрясений, когда последние уже подготовлены и необходим хотя бы малейший толчок, чтобы вывести систему из хрупкого равновесия. Приливные силы воздействуют на Землю таким образом, что растягивают ее вдоль прямой, соединяющей центры Земли и Луны. Периодическое, непрерывное в течение длительного времени воздействие приливных сил на твердую земную кору, может играть роль своеобразного «вибратора», расшатывающего некоторые наиболее молодые разломы в кристаллическом фундаменте древних платформ, еще не полностью залеченные или разграничающие кристаллические и осадочные породы, как, например, в рифейских грабенах (авлакогенах) Русской плиты. Фанерозойская активность (вибрация) таких разломов под воздействием приливов может приводить к образованию вертикальных зон микротрециноватости в отложениях платформенного чехла. При этом в платформенном чехле отсутствуют какие-либо значимые разломы. На земной поверхности эти зоны проявляются в виде линеаментов, простирание которых совпадает с простиранием разломов фундамента, а сами линеаменты характеризуются повышенными эманациями водорода и радона, что свидетельствует об аномальной проницаемости подобных зон. Воздействие приливных сил даже на фанерозойский чехол платформ подтверждается суточными колебаниями проницаемости микротрещин в ряде районов Русской плиты. Подземные резервуары воды также изменяют свой объем в связи с периодами сжатия.

Из сказанного следует, что влияние на процессы в твердой Земле близко расположенных Луны и Солнца очевидно, а воздействие далеких космических объектов, вполне возможно, но пока еще вызывает много споров и весьма неоднозначно, хотя отбрасывать их вряд ли стоит и необходимы целенаправленные исследования.

Ротационные силы, на первый взгляд, хотя и не относятся к внеземным, но само вращение Земли конечно связано с космическими факторами, как и образование Солнечной системы в целом.

Скорость вращения Земли определяет форму нашей планеты, и в далекие геологические эпохи эта скорость была больше, а, следовательно, и Земля обладала более сжатой фигурой, однако и скорость замедления вращения была неравномерной и к тому же изменялась и другие параметры: прецессия, эксцентриситет орбиты, наклон оси вращения к плоскости эклиптики. Спутниковые данные сегодня дают возможность измерять скорость вращения Земли с исключительной точностью, что позволяет выявлять изменения фигуры Земли, а с ней и характер напряженного состояния в твердой внешней геосфере.

С вращением планеты многие исследователи связывают регматическую сеть разломов и трещин на ее поверхности, которые закономерно ориентированы и выявляются на всех континентах. Вращение Земли от-

ветственно за распределение повышенной тектономагматической активности в экваториальном пояссе, западный и северный дрейф материковых плит, асимметрию спрединга, геофлокцию – перемещение континентальных масс от полюсов к экватору; положение гигантских роёв радиальных даек основных пород и систем разломов в докембрийское время, размещение глубинных неоднородностей в мантии и многое другое. Также несомненно и влияние сил Кориолиса на перемещение мантийных масс, что совместно с флуктуациями скорости вращения Земли может вызывать колебания в жидком внешнем ядре и особенно в его самом верхнем слое, если они попадают в резонанс с солнечными приливами.

---

**Г.Г. Кочемасов<sup>1</sup>**

### **Земля как одна из планет**

Накопленный за последние десятилетия сравнительный планетологический материал укрепляет исследователей в мысли, что Земле присущи все структурные особенности других небесных тел, а ее уникальность связана с ее орбитой. Наиболее общими фундаментальными свойствами всех небесных тел являются их движение и вращение. Нет ни одного тела, которое не двигалось бы в космическом пространстве, как нет и невращающихся тел. Все движения имеют циклический характер и происходят, как показал И. Кеплер, по не круговым, а по эллиптическим (параболическим) орбитам с периодически меняющимися ускорениями. А это значит, что действующие на тело силы (произведение ускорения на массу) имеют инерционно-гравитационный характер. Силы инерции заставляют колебаться всю массу тела, а не только отдельные его части, сферы, как думают некоторые. Эти колебания во вращающихся телах приобретают упорядоченность, распространяясь в четырех ортогональных и диагональных направлениях. Кроме того, в замкнутых сферах они приобретают стационарный характер и, как показывают наблюдения, имеют не синусоидальный, а квантово-механический вид – дискретное чередование подъемов (+) и спадов (-) с резкими границами (например, резкие без постепенных переходов контакты континентов (+) и океанов (-) Земли).

Колебания или коробления небесных тел происходят с разными длинами волн и, имея гармонический характер, начинаются с фундаментальной волны 1 длиной  $2\pi R$  ( $R$  – радиус тела). Интерференция разнонаправленных волн приводит к образованию в телах поднимающихся (+), опускающихся (-) и нейтральных скомпенсированных (0) блоков, размеры которых связаны с длиной волны, вызывающей коробления.

---

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

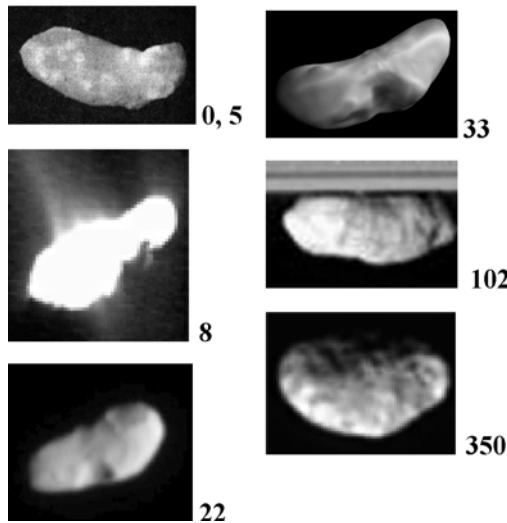
Итак, «структуры делаются орбитами». Это основное положение волновой планетологии может быть развернуто в четыре теоремы планетарной тектоники. 1. Небесные тела дихотомичны, 2. Небесные тела секторны. 3. Небесные тела зернисты, 4. Угловые моменты разноурожденных блоков стремятся к равновесию [1 и др.].

Первая теорема говорит о всеобщей всегда присутствующей тектонической раздвоенности любого небесного тела, вне зависимости от его размера, массы, химического состава и физического состояния, что связано с коробящим действием самой длинной в любом теле волны 1. Если в крупных телах более 400–500 км в диаметре сила гравитации, придавая телу шарообразную форму, делает едва заметным это главное коробление (приподнятое одно полушарие и вдавленное противоположное, например, континентальное и Тихоокеанское на Земле), то в малых телах – спутниках, астероидах, кометах – оно приводит к радикальному изменению формы (рис.1, 2).

Вместо шара образуется удлиненное выгнуто-вогнутое тело (вот почему все тела пояса астероидов вытянутые, а не изометричные, что, казалось бы, следовало ожидать при импактном дроблении тел). Тектоническая дихотомия в относительно крупных телах часто подчеркивается цветом: вогнутое полушарие уменьшенного радиуса заполняется более плотным, обычно более темным материалом, а выгнутое полушарие увеличенного радиуса строится из менее плотного, обычно более светлого материала – требование теоремы 4. (Примеры: Земля, Луна, Марс, Япет, Титания и др.).

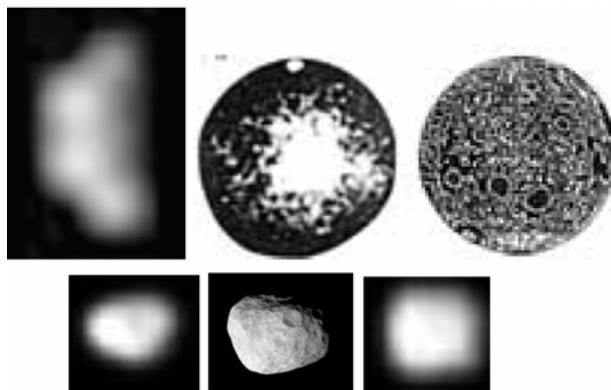
Четыре направления фундаментальной волны 1, пересекаясь, дают в плане на поверхности глобуса антиподальные сегменты со знаками + и -, например, опущенные (-) сегменты Тихоокеанского бассейна, Великой Северной равнины Марса, Cassini Regio Япета. В объеме же они стремятся придать глобусу форму тетраэдра, асимметричность или дихотомичность которого заключается в том, что у этой первой платоновой фигуры вершине всегда противостоит грань (см. рис.2). К вершине грани сходятся (сужение – сжатие), к грани они расходятся (расширение). Такая дихотомичность первого порядка в реальном глобусе Земли выражена сжатием Тихоокеанского ложа и расширением континентального полушария (широтное направление). В перпендикулярном направлении север–юг континентальному северному полушарию противостоит океаническое южное (правда, последнее в настоящее время расширяется, что связано с волновой инверсией).

В полном соответствии с волновой природой структурирования волна 1 «украшается» обертонами, из которых первый – волна 2 длиной  $\pi R$  – наиболее амплитуден и заметен. Эта волна так деформирует тела, что они стремятся принять форму октаэдра. В крупных телах удается выделить, более или менее четко, его вершины и грани-секторы, в мелких же телах довольно часто видна похожая на октаэдр алмазоподобная форма. В этом отношении первенцем, вероятно, является Амальтея, чья форма



**Рис. 1.** Удлиненные вогнуто-выгнутые формы малых небесных тел; появление расколов на выгнутой полусфере

Сверху вниз: Астероид Итокава (длина 0,5 км), комета Боррелли (8 км), спутник Калипсо (22 км), астероид Эрос (33 км), спутник Прометея (102 км), спутник Гипериона (350 км)



**Рис. 2.** Примеры волновой структуризации и формообразования небесных тел

*Верхний ряд.* Тектоническая зернистость (слева направо): Земля (размер зерна  $\pi R/4$ ), снимок с расстояния 1 170 000 км (PIA04159); Меркурий ( $\pi R/16$ ), радарное изображение с Земли; Луна ( $\pi R/48$ ), гравитационное поле. Контур освещенной четверти Земли полигонален – видна часть структуры октаэдра

*Нижний ряд.* Платоновы фигуры спутников Сатурна. Слева направо: Телесто – тетраэдр (24 км в поперечнике), Янус – октаэдр (181 км), Елена – куб (32 км)

алмаза была замечена, но никогда не была объяснена, исходя из общепринятых формообразующих процессов. Секторная структура, так же как, и дихотомичные сегменты первого порядка, часто подчеркивается цветом: опущенные секторы темнее поднятых (океаны – континенты Земли, «лоскутность» Миранды и др.).

Зернистость или гранулированность поверхностей небесных тел наблюдается практически всегда. Часто она неоправданно приписывается импактной бомбардировке. На единственном небесном теле – Земле тектоническое зерно может быть прослежено вглубь, вплоть до ядра (так же, как секторы и сегменты), что свидетельствует о его тектонической природе. Если сегменты ( $2\pi R$ -структура) и секторы ( $\pi R$ -структура) имеют одинаковые относительные размеры во всех телах, то тектоническая зернистость является индивидуальной чертой, зависящей от орбитальной частоты тела. Этalonом здесь является хорошо изученная Земля, имеющая восемь зерен-гранул в большом планетарном круге (экваторе). Тектонотипом зерна является суперструктура архейского кратона размерностью  $\pi R/4$  (четыре стоячие волны в большом круге). Чем выше орбитальная частота (меньше период обращения), тем меньше тектоническое зерно, и наоборот, меньше частота – больше зерно (см. рис.2).

Во внутренней Солнечной системе наблюдается следующий ряд размерностей зерен, строго соответствующий параметрам орбит: фотосфера Солнца  $\pi R/60$ , Меркурий  $\pi R/16$ , Венера  $\pi R/6$ , Земля  $\pi R/4$ , Марс  $\pi R/2$  (резонанс с секторностью), астероиды  $\pi R/1$  (резонанс с дихотомией). Эти резонансы усиливают дихотомичную выгнуто-вогнутую форму астероидов (см. рис.1), нередко разрушая их, и придают Марсу известную эллиптичность (две волны, вписанные в экватор, неизбежно растягивают тело в одном направлении и сдавливают в перпендикулярном). Четыре волны в большом круге Земли стремятся придать глобусу форму куба, вершины которого неоднократно отмечались на сфере (С. Г. Сколотнев, А.Е. Федоров, Р.Ф.Черкасов и др.).

Во внешней Солнечной системе длины индивидуальных волн в соответствии с орбитами планет превосходят размеры тел: Юпитер  $3\pi R$ , Сатурн  $7,5\pi R$ , Уран  $21\pi R$ , Нептун  $41\pi R$ . Эти волны могут влиять на общую форму тел, но знание их необходимо также для вычисления модулированных боковых орбитальных частот их спутников. Дело в том, что спутники имеют две орбитальные частоты в Солнечной системе: вокруг звезды и вокруг планеты. В соответствии с волновыми законами происходит модуляция более высокой частоты более низкой путем деления и умножения первой на вторую. Так образуются дополнительные боковые частоты, которым также соответствуют длины волн (вызывающих колебание) с соответствующими тектоническими зернами. Вот почему спутники так богаты кольцевыми (при близком рассмотрении полигональными) структурами, контролируемыми линеаментами.

Из тесной причинной связи орбит небесных тел с их структурами следует, что если есть два тела с похожими орбитами, то их относительные

структуры должны быть похожими. Это действительно так. Неоднократно подчеркивалось подобие картины супергрануляции Солнца (супергра- нула диаметром в 30 000км) и гравитационной грануляции Луны (гранула диаметром в 100 км) в связи с тем, что оба тела имеют одинаковые орбита- льные частоты (период около месяца). Похожа также зернистость Калисто и Титана (период 16 дней), Меркурия и Япета (88 и 79 дней), а также Земли и маленького спутника Нептуна Нереиды (365 и 360 дней).

Уникальность планеты Земля на фоне ее общности с другими небесными телами заключается в ее орбите. Ее частота, вызывающая кубиче- скую геометризацию [2], помещает Землю как бы в «золотое сечение» – отношение площади, вписанного в круг квадрата (сечение куба) к пло- щади этого круга равно 0,637 [2]. Венера с ее вписанным в круг гексаго- ном (отношение 0,830) и Марс с его прямоугольником или ромбом (0,420) далеки от золотого сечения, необходимого для правильного со- четания процессов созидания и разрушения (зарождения и отмирания), при котором только возможна устойчивая жизнь [2].

## Литература

1. Kochemarov G.G. Tectonic dichotomy, sectoring and granulation of Earth and other celestial bodies // Proceedings of the International Symposium on New Concepts in Global Tectonics, «NCGT-98 TSUKUBA», Geological Survey of Japan, Tsukuba, Nov. 20–23, 1998, P.144–147.
2. Кочемасов Г.Г. О геометризации формы небесных тел и показателе их устойчивости // Астро- номический циркуляр Ин-та астрономии РАН. 1993, № 1555. С.29–30.

**Л.И. Красный<sup>1</sup>**

## Ангулярная тектоника и ее минерагеническое значение

Ангулярные структуры, составляющие класс геодинамически активно развивающихся тектонических подразделений на континентах – в уг- лах древних платформ и в терминальных частях некоторых складчатых систем, образуя тектонические раstryбы; в транзиталах – на сочленении островных дуг с другими элементами краевых морей; в океанах – в об- ластях тройных сочленений. Часть из них, в особенности клинораздви- ги, характеризуются высокой нефтегазоносностью, другие – рудокон- центрирующими процессами.

Выдающиеся тектонисты завершившегося столетия Г.Штилле и Н.С.Шатский обратили внимание на структуры углов. Первый из них вы- делял «Багамский угол», «Угол Арики», «Гвинейский угол», второй – «Се- веро-Уральский угол», «Астраханский угол» и др. Треугольные расщелины в океанической коре предложил называть «сфенокэзмами» С.Кэри.

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

Следуя эти разработкам и отыскивая новые пути в тектонической систематике, автор в ряде статей наметил наличие клинораздвигов – структур, расходящихся обычно под острым углом [1, 5].

Цель настоящей статьи – систематизация сведений об ангулярных (от латинского *angulus* – угол) структурах.

Более 40 лет назад в статье, посвященной сравнительной тектонике древних платформ, Н.С.Шатский сосредоточил внимание на внешних и внутренних входящих углах. В результате последовал вывод, что «... внутренние углы платформ могут быть ... и более глубокими структурами, измеряемыми сотнями километров в глубину. В таком случае те различия в колебаниях геосинклинальных полос и платформ, которые вызывают во внутренних углах *раскалывающие и растягивающие усилия* (подчеркнуто мной – Л.К.) и дающие поперечные краевые структуры, могут быть очень сильными, они могут захватывать огромные области» [3, с. 452].

Из них высокими топливно-энергетическими ресурсами выделяются Тимано-Печерская клинораздвиговая система («Северо-Уральский угол»), подробно проиллюстрированная двумя схемами [1]. Было также подчеркнуто наличие нескольких нефтегазоносных комплексов ( $O-D_1$ ;  $D_2-D'_3$ ;  $D^2_3$ ;  $C_1$ ;  $P_1$ ;  $P_2$ ;  $MZ$ ), свидетельствующих о длительном пульсирующем раздвигово-сдвиговым развитии. Типична и асимметричная Вилюйская клинораздвиговая система с глубиной залегания фундамента 3–4 км (на западе) до 8–10 км (на востоке). Она образует характерную структуру внутреннего, входящего в Сибирскую платформу угла. Разведанные запасы углеводородов пока связываются с верхнепалеозойско-юрскими отложениями. Однако не решена проблема нефтегазоносности нижне-среднепалеозойских и рифейских отложений.

Г.Штилле [4] в монографии, посвященной строению Америки, рассматривая элементы поперечной симметрии в пределах американо-атлантического пространства на линии Южная Америка – Африка, выделял углы с вершинами, направленными на восток: угол Арики, угол Романша, Гвинейский угол и др.

Бискайский угол стал для С.У.Кэри (1955, 1959 гг.) тектонотипом сференокэмса, который он определил как треугольный раздел в океанской коре. Этот Бискайский клинораздвиг врезан в область сочленения Иберийского и Западно-Европейского геоблоков [1]. На востоке его находится впадина, включающая Аквитанский нефтегазоносный бассейн. Отмеченный Г.Штилле Гвинейский угол непосредственно связан с клинораздвиговой зоной Нигер-Бенуэ, вытянутой в северо-восточном направлении на 1000 км. Мощность меловых отложений достигает здесь 5–6 км, меловых–кайнозойских (нефтегазоносных) в дельте р. Нигер и на ее подводном продолжении – 12–15 км. Основная нефтегазоносная толща насчитывает 50 продуктивных горизонтов. Okolo 70% разведенных на шельфе запасов сосредоточено на продолжении прогиба Бенуэ. В последнем имеется ряд крупных месторождений свинца и цинка.

В Южной Америке с аналогичных позиций рассматривается нефтегазоносный бассейн Реконкаво (Бразилия), а также известна ангулярная структура нефтяного супергиганта Маракайбо (Венесуэла), эксплуатирующегося с 1914 г.. Намечается его рифтогенная позднеюрская предыстория.

Межгеоблоковой клинораздвиговой системой может являться Персидский залив, вклинивающийся между Аравийским и Ирано-Белуджистанским геоблоками.

Минерагеническое значение ангулярных структур не исчерпывается их нефтегазоносностью. Известны примеры ярко выраженных *рудоносных углов* в складчатых системах и во внешних углах древних платформ, где преобладает эндогенное, иногда весьма богатое рудообразование. Так, в Торомско-Шантарском раструбе известны своеобразные кембрийские и девонские железорудные и марганцевые месторождения и фосфориты, в раструбах низовья р. Янцзыцзян – железорудные, медные и др. Сходный тектонический раструб распознается в Северо-Западной Африке. В клиновидной структуре длиной свыше 1200 км, расположенной между Марокканской Месетой и Антиатласом, в течение триаса–мела сформировалась мощная толща континентальных и морских (в юре) осадков. Устойчивое раздвиговое движение сопровождалось образованием главным образом пластовых и жильных месторождений марганца.

На примере тектонических раструбов раскрывается их значение для эндогенного рудообразования. По В.И.Бергеру и др., в зонах раздвигов выводится на поверхность *вещество мантии и глубинных слоев коры* и создается благоприятная обстановка для формирования богатых рудных концентраций. Так, крупные колчеданные месторождения тяготеют к юго-восточному углу Западно-Канадского геоблока, где в раздвиговых зонах, унаследованных трогами Кэрр д'Аллен, Флатхед и др., находятся полиметаллическое месторождение-гигант Салливан, а также Кутней Кинг, Святой Евгений и др.

По геологическим и металлогеническим особенностям в обстановке внешних углов платформ выделяется уверенно контрастное, мирового класса эндогенное рудообразование в Норильском и Печенгском ангулярах. Норильский (Норильско-Талнахский) внешний северо-западный угол Сибирской платформы характеризуется насыщенной разломной тектоникой, а также секторным грабеном, раскрытым на северо-запад.

С позиции ангулярной тектоники заслуживают внимания «*тройные сочленения*» в океанах. Так, Ю.Пущаровский (1998 г.) указал на тройное сочленение спреденговых хребтов в Индийском океане, где обнаруживается автономность сегментов, составляющих этот глобальный ангуляр. Углы образуются и при сочленении границ: глубоководного желоба и внутриоceanского хребта (например, Перуанско-Чилийского желоба и Западно-Чилийского хребта) и трансформных разломов с окраинно-континентальными разломами. Классическим спрединговым треугольником, вытянутым в широтном направлении 2400 км, может служить Галапагосский клинораздвиг. Он граничит на севере с Гватемальским и на

юге с Перуанским геоблоками. В нем прослеживается спрединговая ось и имеют место две аномальные магнитные провинции. В ядре структуры наблюдается «аномальная галапагосская кора». Параллельно оси клинораздвига выявлены холмы с системой рудоносных активных гидротерм с повышенными концентрациями Mn, Fe, Cu, Zn и других металлов.

Ангулярная тектоника – часть учения о *фрактальности* земной коры и тектоносферы с исходным структурно-геометрическим подходом. Углы, образуемые при делимости нашей планеты на блоки – элементы регматической сети, формируются на сочленении (схождении в одной точке) двух или трех ведущих разломов. В межразломном пространстве происходят физические (энергетические, механические, термальные, гравитационные и др.) и тесно с ними связанные геологические (литолого-седиментационные, магматические, минерагенические и др.) процессы, создающие *обособленность ангуляров*, в целом вписывающихся в крупные структуры континентов, транзиталей и океанов. Как правило, на их стыке, что видно из итоговой таблицы, находятся ангулярные граничные сооружения. Отсюда следует, что соответствующие напряжения при растяжении коры закономерно располагаются на участках *сочленения разных геологических сред*. При этом ангулярные структуры развиваются на границах складчато-надвиговых и платформенных областей, геоблоков, имеющих разные плотностные и другие физические характеристики, а также крупных сегментов, находящихся в обстановке взаимодействия океанских и континентальных корово-мантийных процессов.

Ангулярные структуры – геодинамические, активно развивающиеся системы. Для части из них характерен рудоконтролирующий геологический процесс, встретивший благоприятную физико-химическую обстановку, которая выражает в секториальной раздробленности, сопровождающейся глубинным тепломассопереносом (внешние углы платформ и срединных массивов, для других структур клинораздвигового типа имело место не пассивное заполнение осадочного ковша, а комплекс условий, содействующих генерации, миграции и накоплению углеводородов (в таких бассейнах, как Маракаибо, Реконкаво, Персидский залив, Нигер–Бенуэ и др.). Сводка данных об ангулярных структурах позволяет наметить новые районы, где по ряду признаков (тектонических, историко-геологических, геофизических и др.) могут находиться нефтегазовые супергиганты. К их числу относятся, в частности, впадина Дерюгина на шельфе Охотского моря [2] (рисунок).

Вероятно, под ангулярами в определенные этапы существовали воздымывающиеся астеносферные линзы, приводившие к утонению и разрыву литосферы и нарушению изостатического равновесия. В этих условиях была особенно велика роль импульсивно-восходящего термического фронта.

## Литература

1. Красный Л.И. О клинораздвигах и граничных углах // Геотектоника, 1987. № 4. С. 3–18.

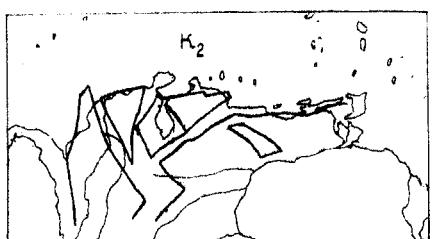
## Ангидриные структуры и связанные с ними минерагения

	Континентальные Входящие углы	Шельфовые	Границы континент-море; континент-океан	Океанские и транзитальные
Локальныес	Уэбб, Фентон (провинция Слейв, Канада) Гониоды Углы в аномальном гравитационном поле Ус-тиоргский (Казахстан)		Углы на пересечении срединных океанских хребтов и трансформных разломов (Атлантический и др. океаны)	
Региональные	<i>Границы углы древних платформ</i> <i>Внутренне</i> Оренбургский (нефть–газ)	<i>Клиниораздатки</i> Море Росса (Антарктида)	<i>Клиниораздатки</i> а. С крупными месторождениями нефти и газа Нигер–Бенуэ; Персидский залив, Тимано–Печорский; Реконкаво (Бразилия), Мараракайбо (Венесуэла)* б. С прогнозируемой нефтегазоносностью Дерюгина ** Тинро (Охотское море), Татарский пролив (Японское море) Тектонические расщелины Торомско–Шантарский, низовья р. Янзы	<i>Клиниораздатки</i> Галапагосский (Тройное со-членение, Тихий океан) Макарова (Северный Ледо-венный океан)

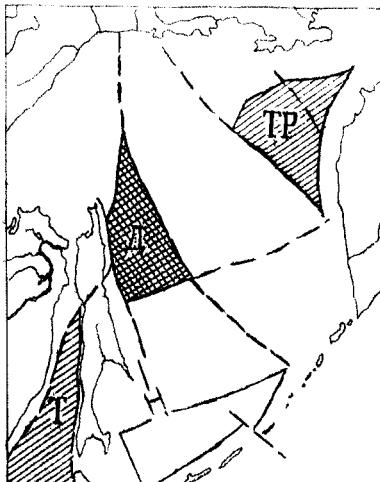
\*Бассейн супергигант

\*\*Протонизируемый бассейн-супергигант

*Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela*  
 Paul Mann, Alejandro Escalona, Marta Veronica Castillo



AAPG, X-2005, p. 445-477



ПРОГНОЗИРУЕМЫЕ РАЙОНЫ  
 Нефтегазовые месторождения  
 Супергигант Крупные

**Рисунок.** Ангулярные структуры

2. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского района. Авторы В.В.Харахтинов, М.М.Марина и др. / Ред. Н.А.Богданов, В.Е.Хайн. М.: ИЛСАН, 2000. С. 193.
3. Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита // Избр. тр. Т. 21. М., 1964. С. 426–458.
4. Штилле Г. Древнейшие направления в тектонике Европы // Избр. тр. М., 1964. С. 602–625.
5. Krasnyi L.I Angulas Tectonics: Minerogenic Interrelations // Geol. of Pacific. Ocean/ 1996. V. 12. P. 933–964.

**А.А. Кременецкий<sup>1</sup>, А.К. Алексеева<sup>1</sup>, В.Ю. Скрябин<sup>2</sup>**

## Строение, эволюция и минерагения древних шовных структур коры по данным исследований на геотраверзах и научного бурения

В докембрийской коре обычно выделяют зоны тектонического сопряжения крупных блоков коры (Печенгско-Имандра-Варзугская на Балтийском щите, Криворожская на Украинском щите, Лосевская на Воронеж-

<sup>1</sup> Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия

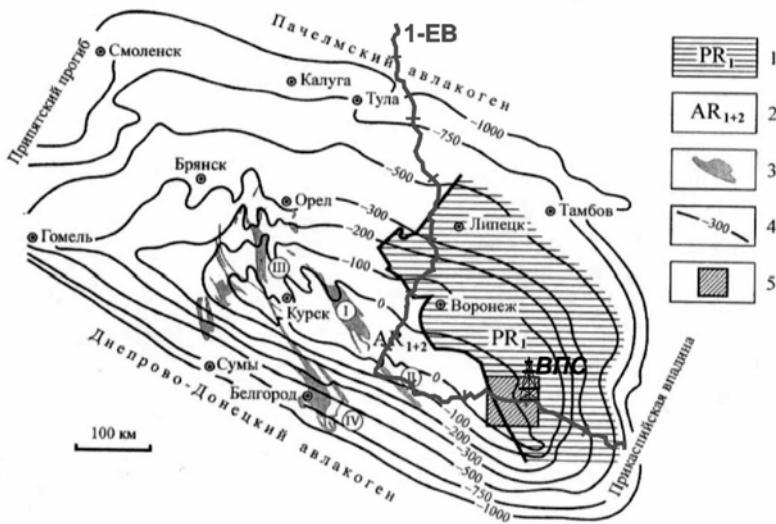
<sup>2</sup> Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

ском кристаллическом массиве и т.д.), природа которых до сих пор является предметом острых дискуссий. Особый интерес к этим структурам определяется широким развитием как в их пределах, так и в сопредельном пространстве рудно-магматических комплексов с промышленным оруднением Cu, Ni, Pt, Au, Fe и др. По мнению одних авторов (В.А.Глебовицкий, М.В.Минц, В.М.Ненахов и др.), – это древние зоны субдукции со всеми вытекающими следствиями согласно так называемого цикла Вилсона. По данным других исследователей (Г.С.Гусев, авторы данной работы и др.) шовные зоны представляют собой результат внутриконтинентального и/или окраинно-континентального рифтинга. Зарождение и развитие последних связано, по-видимому, с докембрийской плитотектоникой; для них характерны; узкий возрастной диапазон активности, близкий структурный план локализации, зональный магматизм с закономерным изменением долевого вклада мантийного, мантийно-корового и корового источников и, как следствие, различной металлогенической специализацией и ресурсным потенциалом рудных объектов.

Данное сообщение базируется на результатах геолого-геофизических и геолого-geoхимических исследований древних шовных структур фундамента Восточно-Европейской платформы, в пределах которых в разные годы были проведены глубинные исследования на опорном геофизическом профиле 1-ЕВ (Кольская СГ-3 – ВКМ – Астрахань) и пробурены сверхглубокие скважины Кольская СГ-3 и Криворожская СГ-8, а также Воронежская параметрическая скважина (ВПС). В докладе приведен обзор геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных, полученных авторами ранее по внутриконтинентальным рифтогенно-шовным зонам Балтийского и Украинского щитов, а также новые данные по окраинно-континентальной Лосевской шовной зоне в восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ).

Согласно существующим представлениям, в строении докембрийского фундамента ВКМ выделяются два мегаблока – западный (Курский), характеризующийся преобладанием архейских пород, вмещающих узкие синклиниорные зоны нижнепротерозойских пород, и восточный (Воронежский), сложенный нижнепротерозойскими метатерригенными породами воронцовской серии (рис.1).

Мегаблоки разделены крупным тектоническим нарушением – Лосевско-Мамонским разломом. Каждый из этих элементов сложен специфическими структурно-вещественными комплексами, имеет различное глубинное строение и металлогеническую специализацию. В Курском блоке синклиниорные зоны PR<sub>1</sub> представлены терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями курской и оскольской серий с промышленным оруднением железистых кварцитов КМА. К западу от Лосевско-Мамонского разлома архейские породы Курского блока интенсивно гранитизированы (павловский комплекс 2078±4 млн лет). В Воронежском блоке развиты многочисленные раннепротерозойские интрузии кислого, среднего, основного и ультраосновного состава. С мафит-ультра-



**Рис. 1.** Схема структурно-тектонического районирования докембрийского фундамента ВКМ

1 – нижнепротерозойские породы Воронежского мегаблока; 2 – архейские образования Курского мегаблока; 3 – синклиниорные структуры, выполненные нижнепротерозойскими породами (I – Тим-Ястребовская, II – Волотовская, III – Михайловская, IV – Белгородская), 4 – изогипсы абсолютных отметок поверхности докембрийского фундамента; 5 – район околоскважинного пространства Воронежской параметрической скважины (ВПС)

мафитовыми интрузиями мамонского и еланского комплексов связаны Нижнемамонское, Подколодновское, Еланское и другие сульфидные медно-никелевые месторождения. Лосевская шовная зона, разделяющая мегаблоки, образует обращенную на запад дугу субмеридионального простирания длиной более 600 км, шириной от 25 до 100 км, восточной границей которой служит Лосевско-Мамонский глубинный разлом.

Воронежская параметрическая скважина (ВПС) пробурена в районе ПК 3205 км на опорном геофизическом профиле 1-ЕВ. При заложении скважины проектировалось вскрыть разрез воронцовской серии (PR<sub>1</sub>vc), а ниже ее – возможный контакт с породами лосевской серии (AR<sub>2</sub>-PR<sub>1</sub>ls) или обоянской серии (AR<sub>1</sub>?). Фактически Воронежская параметрическая скважина вскрыла до глубины 1550 м интрузивное тело, а ниже до забоя – породы воронцовской серии. Интрузивное тело, названное авторами Новомеловатским массивом, представлено биотит-гиперстеновыми кварцевыми диорит-порфиритами, биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами, тренды дифференциации которых и закономерности распределения

РЗЭ указывают на их принадлежность к единой дифференцированной серии. Изотопные датировки цирконов свидетельствуют о формировании всех трех фаз Новомеловатского массива в узком возрастном диапазоне  $2049 \pm 10 - 2057 \pm 12$  млн лет, что позволяет объединить эти магматические образования в единый диорит-гранодиорит-гранитный бобровский комплекс. Ультрамафит-мафитовые ксенолиты, присутствующие в кварцевых диоритах Новомеловатского массива, имеют возраст  $2127 \pm 22$  млн. лет по цирконам с ненарушенной U-Pb системой и относятся, по всей видимости, к мамонскому ультрамафит-мафитового комплексу. Полученные данные свидетельствуют о развитии в породах воронцовской серии магматических образований с переменным преобладанием мантийного, корово-мантийного и корового источников.

Развитие этой очаговой структуры в пределах поля распространения пород воронцовской серии, несомненно, является частью глубинного тектонического процесса, проходившего в ранне-среднепротерозойское время. Количественная обработка и интерпретация материалов МОВ ОГТ по профилю 1-ЕВ и гравимагнитных полей в пределах Лосевской шовной зоны позволила установить и оконтурить в пространстве неоднородности, сформированные в результате действия глубинных процессов (рис.2).

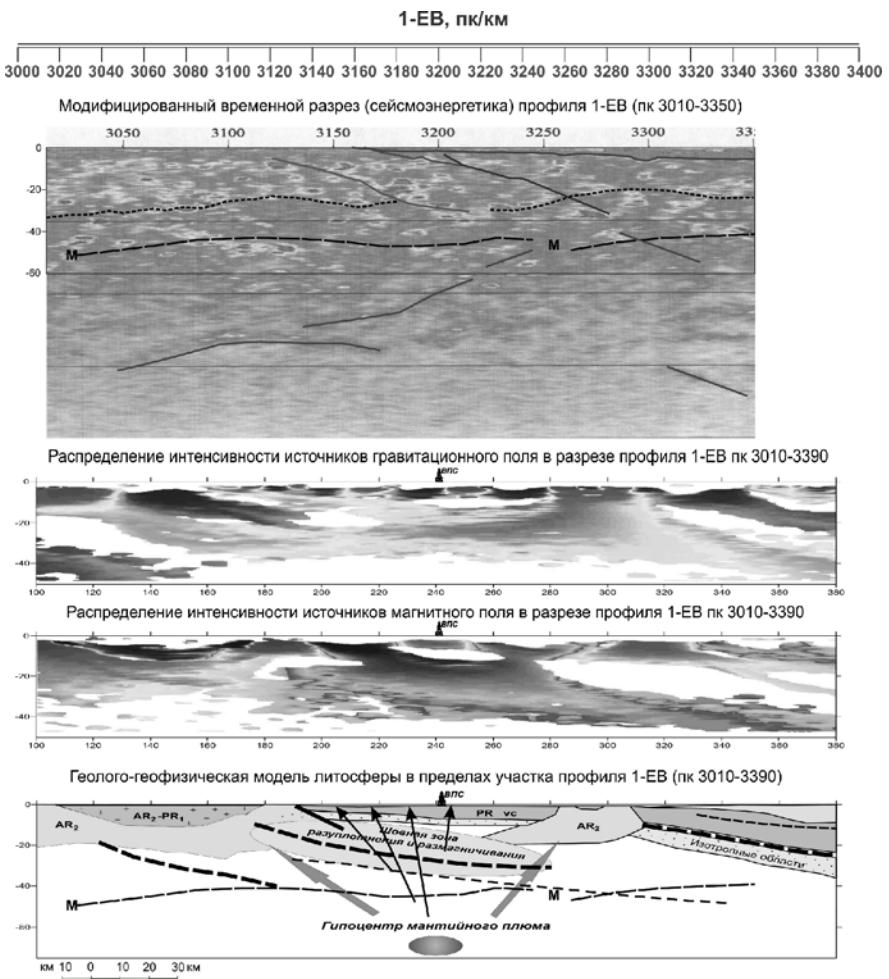
Так, в сейсмическом разрезе на ПК 3250–3300 в поведении границы Мохо на глубинах 42–48,5 км наблюдается разрыв, сопровождаемый выше неоднородностями коровых границ и расслоенной гетерогенной картиной с максимумами сейсмоэнергетики в верхней части коры. В районе ПК 3160–3175 в верхней части разреза установлена узкая шовная зона с отчетливым падением на профилю на восток. Подобные линейные неоднородности прослеживаются восточнее по профилю ПК 3300–3350 и в верхней мантии. Полученные характеристики глубинного разреза подтверждаются и детализируются результатами моделирования аномалеобразующих источников гравимагнитных полей. По этим данным установлена обширная область разуплотнения и размагничивания в пределах Лосевской шовной зоны (ПК 3100–3250), имеющая погружение к востоку. В центральной части области (ПК 3200) проявлена очаговая структура с повышенными физическими свойствами среды, а на периферии (ПК 3030–3075) – структура пониженной плотности и намагниченности.

Комплексный анализ вышерассмотренных результатов позволяют предложить следующую модель формирования докембрийской шовно-надвиговой зоны в восточной окраинной части ВКМ.

Этап 1 – формирование обоянской серии AR<sub>1-2</sub> фундамента (3638–3028 млн лет).

Этап 2 – заложение окраинного бассейна и формирование терригенных пород воронцовской серии (2300–2100 млн лет).

Этап 3 – развитие астеносферного плюма и его воздействие на нижнюю кору, заложение рифтинговых зон в Курском блоке (2167–2059 млн лет) и тектонического шва в Воронежском блоке, гранитизация средней и



**Рис. 2.** Геолого-геофизическая модель литосферы участка профиля 1-EB по данным обработки и интерпретации глубинных геофизических исследований

верхней коры, образование павловского (2078 млн лет) и усманского (2056 млн лет) гранитоидных комплексов.

Этап 4 – формирование в центральной части области воздействия плюма корово-мантийного очага с последующим развитием базит-гипербазитового и гранитоидного магматизма в верхней коре (2057–2049 млн лет).

**А.А. Кременецкий<sup>1</sup>, В.М. Ненахов<sup>2</sup>, В.Ю Скрябин<sup>2</sup>,  
Т.Н. Полякова<sup>2</sup>, Р.А. Терентьев<sup>2</sup>, Г.С. Золотарева<sup>2</sup>**

---

## **Воронежская параметрическая скважина: новое в геодинамической модели формирования Воронежского кристаллического массива (ВКМ)**

Одной из задач, решаемых бурением Воронежской параметрической скважины (ВП-1), являлась проверка и корректировка существующей базовой геодинамической модели формирования Калач-Эртильского мегаблока и ВКМ в целом.

К настоящему времени существуют как минимум три варианта геодинамической эволюции ВКМ, основанные на плейтектонических представлениях. Эти модели опубликованы в [1–5]. В качестве базовой геодинамической модели использовались представления [2–3] о существовании бассейна океанического (субокеанического) типа, разделяющего континенты Сарматия и Волго-Уралы в интервале 2300–2100 млн лет и закрывшегося в результате субдукции и коллизии на возрастном уровне  $\approx 2020$  млн лет. Лосевская шовная зона сформировалась как результат закрытия океанической структуры по механизму субдукции за счет пододвигания коры океанического типа под блок КМА. Направление субдукции подчеркивается сменой (с востока на запад) массивов усманского плагиогранитного комплекса ( $2096 \pm 4,8$  млн лет) субщелочными гранитоидами павловского комплекса ( $2098 \pm 4$  млн лет), концентрирующимися вблизи границы с континентом КМА.

Механизм субдукции был осложнен наложением восходящего мантийного потока (плюма) на пассивную окраину Волго-Уралы. Доказательством влияния плюма служит наличие многочисленных, в разной мере дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузий мамонского и еланского комплексов ( $2100$ – $2080 \pm 15$  млн лет), внедрившихся по рассредоточенным зонам растяжения в результате механизма рассеянного спрединга.

Хоперский мегаблок с развитым терригенным комплексом пассивно-окраинного типа (воронцовская серия) рассматривается как аккреционный комплекс, сформированный в предколлизионное время и зажатый в возрастную вилку 2050–2020 млн лет. Верхний возрастной предел определяется по внедрению коллизионных гранитоидов S-типа бобровского комплекса [3], возраста которого соответствует последней цифре.

Аккреционная трактовка воронцовской структуры включает следующие моменты: 1) развитие океанической или переходной структуры и сопряженной с востока пассивной окраины в интервале 2,2–2,1 млн лет, при этом положение никеленосных мафит-ультрамафитовых комплексов

---

<sup>1</sup> Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия

<sup>2</sup> Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия.

можно объяснить рифтингом пассивной окраины Волго-Уралии; 2) заложение островодужных систем на энсиматическом основании с доминирующей субдукцией на запад; 3) последовательное шаръирование в предколлизионное время островных дуг на восточную пассивную окраину; 4) деформация шаръяжей и внедрение коллизионных гранитоидов.

Геодинамическая модель базировалась на датировках реперных магматических комплексов, в том числе стойло-николаевского ( $2076 \pm 4$  млн лет), усманского ( $2096 \pm 4,8$  млн лет), павловского ( $2098 \pm 4$  млн лет), бобровского ( $2022 \pm 6$  млн лет), ольховского ( $2056$  млн. лет), а также на некоторых общетеоретических положениях.

Бурение скважины, заложенной на профиле 1–ЕВ в районе г. Калач, затронула ряд проблем, касающихся как интерпретации геофизических полей, так и представлений о геологии воронцовского аккреционного комплекса. Скважина забурилась в гранодиориты, а на глубине 1550 м вошла во вмещающие породы, что косвенным образом подтвердило аккреционную природу воронцовской серии (рисунок).

Вскрытое скважиной интрузивное тело, сложенное биотит-гиперстеновыми кварцевыми диорит-порфиритами, биотит-рогоовообманковыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами, получило название Новомеловатского. По своим петрологическим и геологическим особенностям упомянутые породы ранее в пределах Калач-Эртильского мегаблока не описывались. По геохимическим признакам на основании дискриминантных диаграмм Пирса и др. [6] и с учетом их петрографических и петрохимических характеристик интрузивные породы Новомеловатского массива расцениваются как единая серия, относящаяся к I-типу. Подобные образования формируются за счет корово-мантийного взаимодействия в условиях либо субдукции, либо постсубдукционной коллизии. Данные абсолютного возраста ( $U-Pb$  метод по цирконам, SHRIMP-II) свидетельствуют об узком временном интервале (2050–2060 млн лет) их формирования. Кроме того, кварцевые диориты содержат ксенолиты ультрамафит-мафитовых пород более древнего возраста (2127 млн лет), идентифицированные как образования мамонского комплекса.

Наряду с изотопным датированием интрузивных пород, вскрытых скважиной, были получены возрастные датировки реперных интрузивных и вулканических комплексов, распространенных в околоскважинном пространстве, в том числе мусковитовых гранитов Коршевского массива бобровского комплекса ( $2050 \pm 13$  млн лет), диоритов массива Елка ( $2085 \pm 9$  млн. лет) и габброноритов Елань-Коленовского массива ( $2072 \pm 8$  млн лет) еланского комплекса, а также андезито-базальтов Калачеевской структуры ( $2050 \pm 11$  млн лет) и диоритовых порфириотов Байгородского субвуулкана ( $2039 \pm 11$  млн лет).

Полученные данные свидетельствуют: 1) о более раннем времени проявления коллизионных процессов (2050–2060 млн лет) по сравнению с тем, как считалось ранее (2020–2030 млн лет); 2) об относительно длительном (2127–2039 млн лет) формировании плюма, ответственного за об-



**Рисунок.** Геологический разрез Воронежской параметрической скважины

1 – породы осадочного чехла; 2 – кора выветривания; 3 – биотит-гиперстеновые кварцевые диорит-порфириты (первая фаза); 4 – биотит-роговообманковые кварцевые диориты (вторая фаза); 5 – то же, с директивной структурой; 6 – роговообманково-биотитовые и биотитовые гранодиориты (третья фаза); 7 – ксенолиты биотит-роговообманковых габбродиоритов (а) и биотит-роговообманковых меланогаббро (б); 8 – ксенолиты биотитовых горнбледитов; 9 – ксенолиты ороговиковых пород воронцовской серии; 10 – микроксенолиты ультрамагматитов (а) и пород воронцовской серии (б); 11–14 – метаморфические породы воронцовской серии: 11 – метапесчаники и метаалевролиты, 12 – сланцы, 13 – тонкое переслаивание метапесчаников, метаалевролитов и сланцев, 14 – амфиболовые и биотит-амфиболовые породы; 15 – интервалы бурения без отбора керна..

разование мамонского, еланского, а возможно, ольховского и байгоровского комплексов; 3) об автономности эволюции плюма, который накладывался на практически сформированную коллизионную структуру.

Изложенные фактические данные позволяют внести значительную корректировку в имеющиеся представления о геодинамике формирования ВКМ и, возможно, создать новую, альтернативную геодинамическую модель, предполагающую более существенную роль пломтектнических процессов.

## Литература

1. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–30.
2. Чернышов Н.М., Ненахов В.М. Геодинамические особенности становления континентальной коры Курского и Хоперского мегаблоков Воронежского кристаллического массива (ВКМ) // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы: Материалы междунар. конф.. Воронеж, 2002. С.143–144.
3. Ненахов В.М. Сравнительная геодинамика и металлогения коллизионных структур фанерозоя (Южный Тянь-Шань) и раннего докембра (Воронежский кристаллический массив, Либерийский щит): Автореф. дис. ...д-ра. г.-м.н. Воронеж, 1999. 43 с.
4. Буши В.А., Ермаков Ю.Н., Уйманова Л.Н. Геодинамическая модель формирования позднеархейских раннепротерозойских структур Воронежского массива // Геотектоника. 2000. № 4. С. 14–24.
5. Божко Н.А., Постников А.В., Щипанский А.А. Геодинамическая модель формирования фундамента Восточно-Европейской платформы // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы: Материалы междунар. конф.. Воронеж, 2002. С.10–13.
6. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

---

**В.В. Кузнецов<sup>1</sup>**

## Горячая модель происхождения эволюции Земли

В результате проведенных на внеатмосферном телескопе «Хаббл» наблюдений процесса образования звезд и их планетных систем было обнаружено [1], что возраст звезд не превышает 100 000 лет, однако планеты вокруг них уже сформировались, причем, время их образования значительно меньше (в 1000 раз!), чем следует из принятой холодной модели формирования планет. Полученные результаты привлекли внимание к такому, казалось бы, весьма тривиальному вопросу: «что такое планета?». На страницах журнала *Science* [2] и в Internet [3] в 2001 г. проводилась дискуссия на тему: «What is a Planet?» Эта дискуссия показала, что однозначно ответить на поставленный вопрос пока нет возможности. Это означает, что общепринятая холодная модель образования Земли находится в противоречии с данными, касающимися проблемы формирования планет, полученными в последнее время.

---

<sup>1</sup> Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, пос. Паратунка, Камчатская область, Россия

Автором предложена альтернативная горячая модель образования Земли и всей Солнечной системы в едином механизме формирования Солнца [4]. Процесс формирования Солнца, планет и их спутников един. Время формирования планеты лишь немногого больше времени формирования Солнца. Эта посылка определяет «горячий» механизм образования планет и спутников Солнечной системы. Рассмотрим суть механизма образования Земли.

Гравитационная энергия Земли:

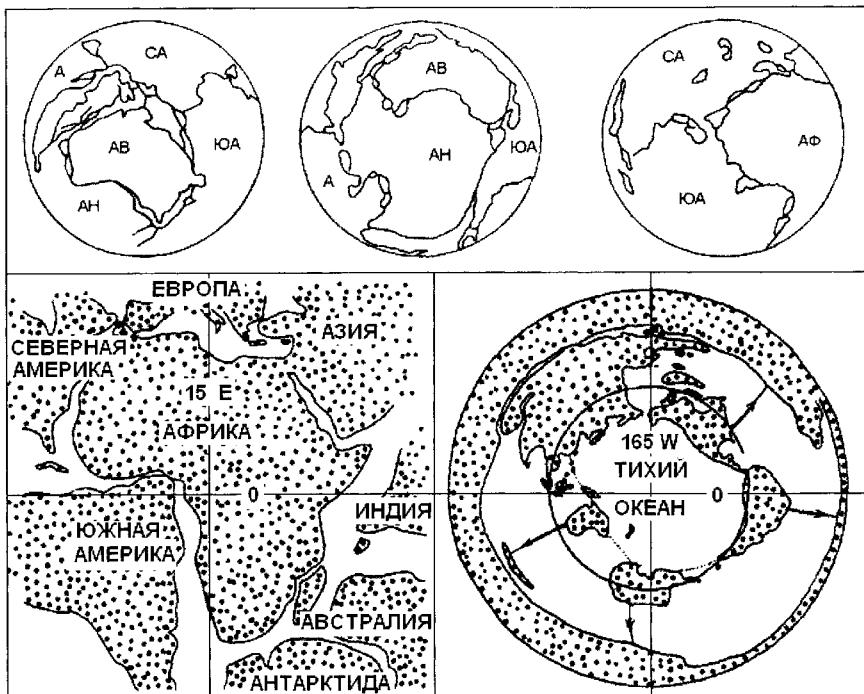
$$E = 3/5 GM^2/R = 2.25 \times 10^{39} \text{ эрг},$$

где  $G$  – гравитационная постоянная;  $M$  – масса;  $R$  – радиус Земли.

Если энергию  $E$  поделить на величину теплоемкости вещества Земли ( $c_p = 0,3$  кал/г·град.) и ее массу, то оказывается, что температура земного вещества  $T \sim M^{2/3}/c_p = 30\,000$  К. Очевидно, что при такой температуре вещество Земли должно находиться в газообразном состоянии (в состоянии слабоионизованного газа – плазмы), сжатым гравитационным давлением до плотности, превышающей плотность вещества в конденсированном состоянии.

Оценим величину  $T/\mu$  из равенства:  $nkT = \rho g R = 3,5 \cdot 10^{12}$  дин/см<sup>2</sup> (давление в центре Земли), где  $n = \rho_G/\mu m$  – концентрация вещества;  $\rho_G$  – плотность вещества Г-ядра;  $m$  – вес протона;  $k$  – постоянная Больцмана;  $\rho$  – средняя плотность Земли;  $g$  – сила тяжести;  $R$  – ее современный радиус. Для  $T \approx 30\,000$  К,  $\mu \approx 10$ . Величина молекулярного веса вещества Земли показывает, что в ее составе значительное место принадлежит водороду. В качестве примера представим, что внутреннее ядро Земли состоит из водорода и железа. Молекулярный вес  $\mu$  «молекулы», составленной из атомов железа и водорода, будет равен примерно 10 при условии, если один атом железа будет «окружен» пятью атомами водорода.

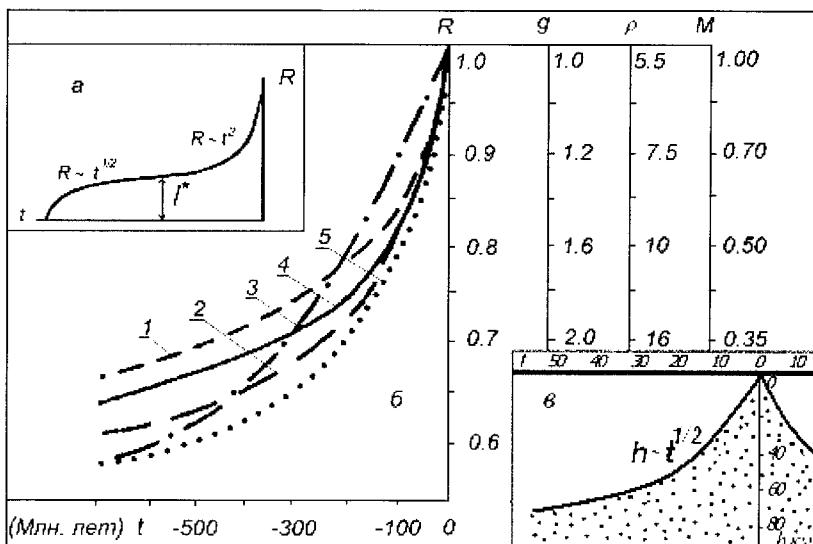
Согласно нашей модели, температура  $T = 30\,000$  К (или близкая к ней) присуща только веществу внутреннего ядра. Большая часть вещества Земли (внешнее ядро и мантия) за время ее эволюции уже остыла (релаксировала). Это один из главных постулатов нашей модели. Другой, не менее важный, состоит в том, что вещество, нагретое до такой температуры, будет находиться в газообразном состоянии и может быть сжато до плотности, большей, чем у металла. Отсюда следует, что начальный размер Земли, в момент ее создания, был меньше современного ( $R_o < R$ ). Оценки начального радиуса Земли  $R_o$ , проведенные различными способами, не слишком надежны, хотя все они показывают, что  $R_o < R$  современного. Величина  $R_o$ , по различным оценкам, колеблется в диапазоне 3–4 тыс. км. Наиболее интересное решение нашей задачи возникает в том случае, если принять  $R_o$  равным 3,5 тыс. км. В пользу него, приведем такое, весьма интересное наблюдение. Радиус внешнего ядра Земли равен 3,5 тыс. км. Площадь поверхности внешнего ядра точно равна суммарной площади материков. А сами материки «совмещаются» друг с другом на сфере с радиусом, равным радиусу внешнего ядра (рис. 1). Это означает, что Земля имела первоначальный



**Рис. 1.** Первоначальное (по модели) расположение материков на шаре с радиусом внешнего ядра (вверху); общепринятое первоначальное расположение материков (внизу слева); экваториальная проекция периметра Тихого океана и направления дрейфа материков, необходимые для получения исходной картины [5]

размер, равный размеру ее внешнего ядра, а материки занимали полностью всю её поверхность. На этом же рисунке демонстрируется несостоительность современной модели дрейфа материков. Р. Мезервей [5] обратил внимание на то, что материки, расположенные по берегам Тихого океана, не могли 200 млн. лет тому назад находиться друг от друга на расстояниях, больших, чем в настоящее время. Для того чтобы образовать Гондвану, этим материкам пришлось бы двигаться вдоль по направлениям, показанным на рис. 1, увеличив примерно вдвое площадь поверхности Тихого океана, что противоречит палеореконструкциям.

После образования, горячая Земля охлаждалась. На первом этапе остывала и кристаллизовалась ее внешняя оболочка – материковая, гранитная кора. Веществоproto Земли, находящееся после образования в газообразном (плазменном) состоянии, охлаждаясь, конденсировалось, образуя вещество внешнего ядра, и затем кристаллизовалось, образуя мантию. На самом раннем этапе эволюции Земли скорость охлаждения



**Рис. 2.** Изменение радиуса Земли  $R$  в течение времени эволюции ( $t$ ) [4]

*а–б* – весь период эволюции; *б* – за последние 500 млн лет; здесь  $R(t)$ ,  $g(t)$ ,  $\rho(t)$  по данным: 1 – Кэри, 2 – Хильденберга, 3 – Оуэна, 4 – нашей модели; 5 – увеличение массы океанов  $M(t)$ ; *б* – толщина литосферы  $h$  (км) от расстояния ( $t$  в млн лет) до оси рифта

ее вещества определял процесс кристаллизации. Этот процесс контролировался кондуктивным теплопереносом – температуропроводностью:  $\zeta = \lambda/\rho c_p$ , где  $\rho$  – плотность, а  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности. Поначалу в течение 4 млрд лет наращивание мантии происходило очень медленно:  $l \sim (\zeta t)^{1/2}$ , где  $t$  – время эволюции. Этот процесс продолжался до тех пор, пока толщина мантии  $l$  (приращение радиуса  $\Delta R$ ) не стала достаточной для того, чтобы во внешнем ядре и в мантии возникла конвекция ( $l \geq l^*$ ). В это время «заработал» конвективный теплоперенос, в котором  $\Delta R \sim t^2$ , вместо  $\Delta R \sim (t)^{1/2}$  в начале процесса эволюции Земли (см. вставку в левом верхнем углу рис. 2).

Сравним полученную зависимость  $\Delta R \sim t^2$  (или  $R \sim t^2$ , где  $R$  – радиус Земли) с хорошо известным в тектонике плит характером глубины астеносферы в зоне спрединга от расстояния от центра срединно-океанического хребта, оцененного в годах:  $h \sim t^{1/2}$  ( $h$  – глубина астеносферы, а  $t$  – время, отсчитанное назад, от современного). Эти функции являются однозначно обратными и симметричными относительно:  $\Delta R \sim t_R$ , или  $h \sim t_h$  (что одно и то же). Действительно,  $\Delta R = -h$ , а  $t_R = -t_h$ . Используя наши оценки, полученные для зависимости ( $\Delta R \sim t^2$ ), и подставив  $h$  в км, а  $t$  – в млн лет, получим ориентировочно:  $h \approx 100 \cdot t^{1/2}$ , для  $t < 500$  млн лет. Таким образом, известная зависимость, показывающая изменение толщины астеносферной зоны от времени эволюции, является (в нашей модели) ни чем иным, как скоростью расширения Земли.

Итак, в течение примерно 3,5–4 млрд лет толщина мантии увеличилась от нуля до (примерно) 300 км ( $l^*$ ), а за последние 0,5–1 млрд лет – более чем на 2,5 тыс. км. Наша модель горячей Земли оказывается адекватной модели расширяющейся Земли, которую разрабатывали в свое время Кэрри, Хильденберг, Оуэн и др. Расширение Земли определяется тем, что силы растяжения, возникающие при разуплотнении сжатого газообразного вещества и переходе его в нормальное, конденсированное состояние, превалируют над силами гравитации – силами сжатия. По модели, после окончания цикла расширения, наступает цикл сжатия, когда гравитация оказывается сильнее, чем расширение. Таким образом наша модель описывает расширяющуюся, пульсирующую Землю. Эта гипотеза неоднократно высказывалась и обсуждалась: В.А. Обручевым, М.А. Усовым, М.М. Тетяевым, Е.Е. Милановским и др. Модель находит непротиворечивое объяснение таким явлениям, как: генерация геомагнитного поля, источник теплового потока, причина и особенности геодинамики, физика образования месторождений полезных ископаемых.

### Литература

1. Throop H.B., Bally J., Esposito L.W., Mc Caughrean M.J. Evidence for dust grain growth in young circumstellar disks // Science. 2001. V. 292. P. 1686–1689.
2. McCaughrean M., Reid N., Tinney C. et al. What is a Planet? // Science. 2001 V. 291. P. 1487.
3. Lissauer J. What is a Planet? // SCIENCE Online. ([www.sciencemag.org/cgi/content/full](http://www.sciencemag.org/cgi/content/full)).
4. Кузнецов В.В. Физика Земли. Обоснование и разработка модели горячей Земли. М.: Наука, 2006. 470 с.
5. Meserve R. Topological inconsistency of continental drift on the present-sized Earth // Science. 1969. V. 166. P. 609–621.

---

В.В. Кузнецов<sup>1</sup>

### Движение литосферы, как результат реализации принципа минимизации гравитационного потенциала

Земля, как и другие планеты, имеет форму шара, однако мало кто обращает внимание на этот общеизвестный факт, который, тем не менее, указывает на то, что и Земля, и другие планеты, подвержены действию принципа минимизации гравитационной энергии. Выполнение этого принципа выражается как требование минимума функционала, определяющего гравитационную энергию шара.

Принцип минимизации гравитационной энергии равнозначен известной в физике вариационной задаче о минимуме поверхностной свободной энергии:

$$\alpha \int dS = \min,$$

---

<sup>1</sup> Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, пос. Паратунка, Камчатская область, Россия

где  $\alpha$  – поверхностное натяжение, а  $S$  – площадь поверхности раздела, в нашем случае, площадь поверхности гравитирующего шара радиусом  $R$ . Если поверхность раздела отличается от сферической и можно говорить о двух радиусах  $R_1$  и  $R_2$ , немного отличающихся друг от друга, на поверхности возникает  $\Delta p$  – поверхностное давление:

$$\Delta p = \alpha (1/R_1 + 1/R_2) \approx 2\alpha/R.$$

Это известная формула Лапласа. Отсюда следует условие равновесия поверхности:

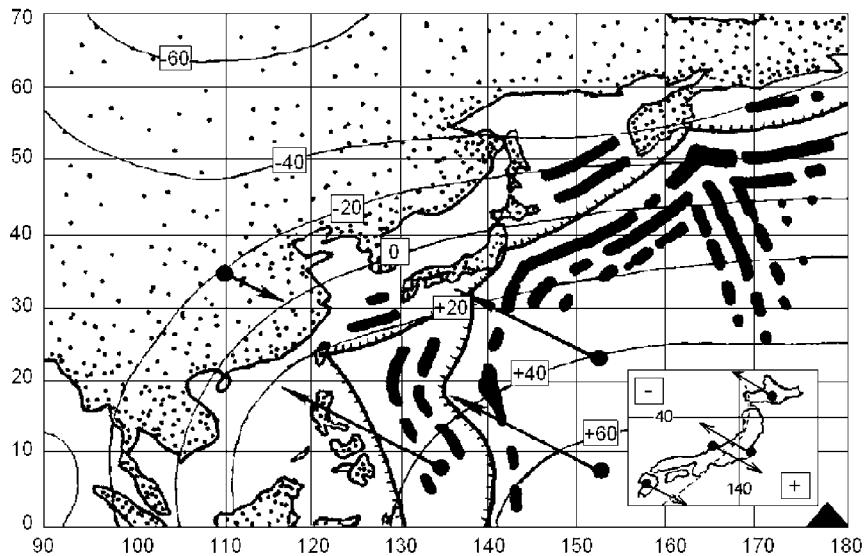
$$1/R_1 + 1/R_2 = \text{const.}$$

Если вся поверхность свободна, то это условие означает, что она должна иметь шарообразную форму.

Величину «поверхностного натяжения» литосфера  $\alpha$  можно оценить точно так же как это делается при оценке  $\alpha$  по «углу смачивания» жидкости. Если воспользоваться для этой цели данными по структуре зон субдукции, то  $\alpha \approx 10^{19}$  дин/см<sup>2</sup>. В этом случае поверхностное лапласово давление оказывается вполне существенным:  $p = 10$  кбар. Такое давление способно «заставить» литосферу растекаться аналогично тому, как это происходит с каплей жидкости.

Механизмы реализации принципа минимизации: геодинамика, т.е. «течение» – горизонтальный перенос вещества литосферы; вулканизм и сейсмичность. Вулканизм, в том числе и плутоний, и сейсмичность, в определенном смысле, являются механизмами вертикального (радиального) переноса. При этом либо переносится вещество, что происходит при излиянии вулканов и тряпков, либо переносится тензор момента – при землетрясении. Легко видеть, что эти механизмы взаимосвязаны, хотя подчас такую связь выявить нелегко. Например, горизонтальный перенос изменяет структуру напряжений части литосферы, что вызывает возникновение землетрясения, которое приводит к перераспределению касательных напряжений, являющихся причиной течения и т.д.

На рис. 1 приведена карта северо-западной части Тихого океана. В правом нижнем углу находится область ( $180^\circ$ ;  $0^\circ$ ), характеризуемая максимальной высотой геоида [1], достигающей +60 м и более. Это наибольшее на Земле положительное отклонение высоты геоида, второе аналогичное, положительное, отклонение находится на противоположной стороне Земли, – на экваторе и нулевом меридиане. В области коллизии, вдоль побережья Тихого океана, проходит линия нулевой высоты геоида. Дальше на запад высота геоида понижается до максимального значения в районе Индостана ( $90^\circ$  восточный меридиан), после чего уровень геоида вновь повышается до Гринвича и затем понижается до  $90^\circ$  западного меридиана. Таким образом, высота геоида, если рассматривать ее вдоль экватора, имеет два максимума и два минимума, отстоящих друг от друга почти на  $90^\circ$ .

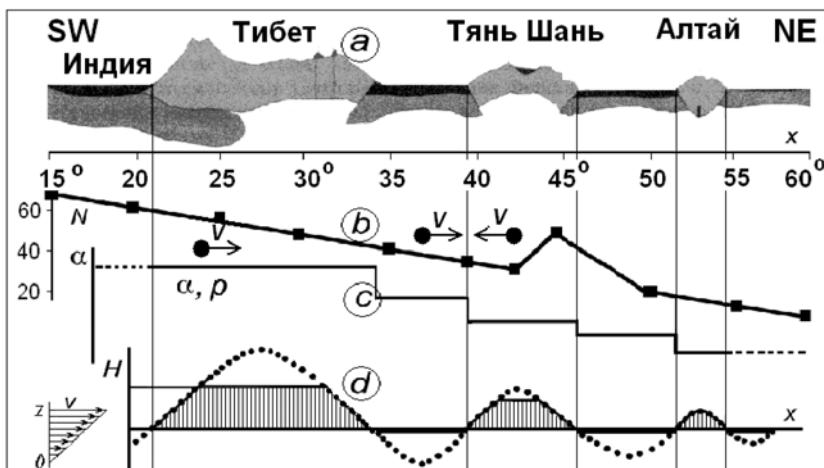


**Рис. 1.** Карта высот геоида (цифры в квадратах – метры), гравитационных аномалий (черные полосы), направлений и величин дрейфа (длина стрелок) материков и плит [1, 2]

Черный треугольник – положение области с максимальной высотой геоида. На врезке показаны направления скоростей дрейфа литосферы в Японии [4]. Штриховая линия, – линия геодинамического равновесия (аттрактор)

Дрейф Тихоокеанской плиты, обладающий максимально большими скоростями (до 10 см/год и более), направлен вдоль градиента геоида [2]. Связь направлений дрейфа плит с градиентом геоида была выявлена автором раньше, еще по данным лазерной локации спутников и РСДБ [3]. Определения скоростей дрейфа материков и плит, выполненные с использованием систем GPS, уточнили и подтвердили данные, имеющиеся в нашем распоряжении. Анализируя данные работы [2] видно, что плиты дрейфуют не в область минимума высоты геоида, а к его нулевой отметке (аттрактору). Так, наблюдения, проведенные на китайском пункте Xian и в ряде других пунктов, где высота геоида принимает отрицательное значение (репеллер), показали, что они перемещаются навстречу Тихоокеанской плите, вдоль градиента геоида в направлении большей его высоты.

На врезке в правом нижнем углу рис. 1 приведены данные по направлениям перемещений литосферы, измеренным с помощью GPS-системы в Японии [4]. Рисунок показывает, что северный остров Японии – Хоккайдо – дрейфует в том же направлении, что и Тихоокеанская плита. Южный остров – Кюсю, дрейфует в противоположном направлении так, как будто он находится на Азиатской плите [4]. В центральной части Японии, на о-ве Хонсю фиксируются встречные направления дрейфа, как будто какая-то сила сжимает Японию в этой части. Эта картина могла бы найти объяс-



**Рис. 2.** Схема горных районов Центральной Азии (a) пересекаемых широтным профилем SW – NE (широта N – в градусах); высота геоида профиля (b) и направления скоростей дрейфа; изменение величин  $\alpha$  и  $p$  вдоль профиля (c); модель (d)

нение в рамках наших представлений, если бы линия нулевой высоты геоида проходила вдоль Японии так, как это показано штриховой линией (аттрактор) на рис. 1. Однако реально положение Японии относительно этой линии не соответствует минимальной высоте геоида [5], хотя зонам субдукции, в целом по Земле, соответствует понижение высоты геоида до отметки, близкой к нулевой. Возможная причина этого несовпадения заключается в том, что гидростатическое состояние Земли не совсем точно соответствует нулевой отметке высоты геоида.

«Волновую картину», возникшую в литосфере и несколько напоминающую ситуацию в зоне субдукции (см. рис. 1), можно выявить, если обратиться к схеме горных районов Центральной Азии, таких как Тибет, Тянь Шань и Алтай (рис. 2, а). По мере того, как мы удаляемся от Индии к северо-востоку, грандиозность горных массивов убывает. Вслед за горными массивами следуют межгорные впадины. По мере приближения к северу Азии уменьшается модуль высоты геоида, причем в районе  $42^{\circ}$  с.ш. высота геоида начинает немножко возрастать и затем понижается до нулевой отметки, которая приходится на северную границу Азиатской плиты (см. рис. 2, б). Рис. 2, а показывает, что характерные размеры «волновой картины» превышают размеры, следующие из похожей «картины» в зоне субдукции в несколько раз, высоты гор  $h$  и величины краевых углов  $\theta$  так же выше и, более того, различны для различных горных районов. Рис. 2, с показывает, что и величина  $\alpha$ , и давление  $p$  уменьшаются по мере уменьшения модуля высоты геоида. Это может означать, например, что вдоль оси  $x$  линейно меняется упругая сжимающая сила.

На рис. 2,d показана (точечная линия) некоторая аппроксимация ситуации, согласно которой действие упругой механической силы вызывает возбуждение пространственных «колебаний» в диссипативной среде. Амплитуда этих «колебаний» связана с изменением рельефа (высоты гор) вдоль направления  $x$  действия силы.

## Литература

1. Lewis Ch., Smith A.D. The geoid, plate configuration and Antarctica // Геофиз. журн.. 1998. Т. 20. № 4. С. 3–8.
2. Kato T., Kotake Y., Nakao S. et al. Initial results from WING, the continuous GPS network in western Pacific area // Geoph. Res. Lett. 1998. V. 25. N 3. P. 369–372.
3. Kuznetsov V.V. Characteristic features of continental drift // Modern Geol.. 1990. V. 14. P. 239–243.
4. Imakire T. Crustal deformation observed by GEONET // Geography and Crustal Dynamics Research Center. 2000. <http://mekira.gsi.go.jp/ENGLISH/index.html>
5. Adjaout A., Sarraill M. A new gravity map, a new marine geoid around Japan and the detection of the Kuroshio current // J. Geodesy. 1997. V. 71. P. 725–735.

---

**Н.Б. Кузнецов<sup>1</sup>, К.В. Куликова<sup>2</sup>, А.А. Соболева<sup>2</sup>,  
А.А. Моргунова<sup>2</sup>, О.В. Удоратина<sup>2</sup>**

---

## Структурные доказательства кембрийской коллизии Балтики и Арктиды

На СВ Восточно-Европейской платформы (ВЕП) располагаются Печорская плита (ПП) и структуры Баренцева моря. Верхние горизонты земной коры ПП, по данным бурения [1,2], характеризуются двуслойным строением. Верхний структурный уровень занимают послекембрийские образования (чехол), а нижний – позднедокембрийско-кембрийские комплексы –protoуралиды–тиманиды (по: [3]). По геофизическим данным, подобный стиль строения верхов коры характерен и для шельфа Баренцева моря.

По особенностям состава комплексы отчетливо подразделяются на две группы [4].

Первая группа (*ЮЗprotoуралиды–тиманиды*) представлена преимущественно осадочными породами, обнаженными на Тимане и слагающими прилегающую к нему часть фундамента ПП. Они прослеживаются на ЮВ, в пределы Урала (Кваркушский антиклиниорий), и на СЗ, в пределы структур СВ обрамления Балтийского щита (о-в Кильдин, полуострова Рыбачий, Средний и Варангер) и участвуют в строении прилегающих частей шельфа Баренцева моря.

Вторая группа (*СВprotoуралиды–тиманиды*) представлена вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, включающими тела гранитоидов, габброидов и офиолитов. Комплексы этого типа

---

<sup>1</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт Геологии (ИГ) КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

слагают СВ часть фундамента ПП и обнажаются в пределах нескольких положительных структур западного склона севера Урала, а также на Пай-Хое, Вайгаче и на архипелаге Новая Земля. Кроме того, некоторые позднедокембрийские образования Земли Веделя Ярльсберга (ЗВЯ) на ЮЗ Шпицбергена также, по-видимому, принадлежат кprotoуралидам–тиманидам.

Границей между областями развития protoуралид–тиманид двух типов служит Припечорско-Ильч-Чикшинская зона разломов фундамента ПП (сutura) (рисунок), прослеживающаяся как на ЮВ в пределы Урала, так и на СЗ в Баренцево море [4].

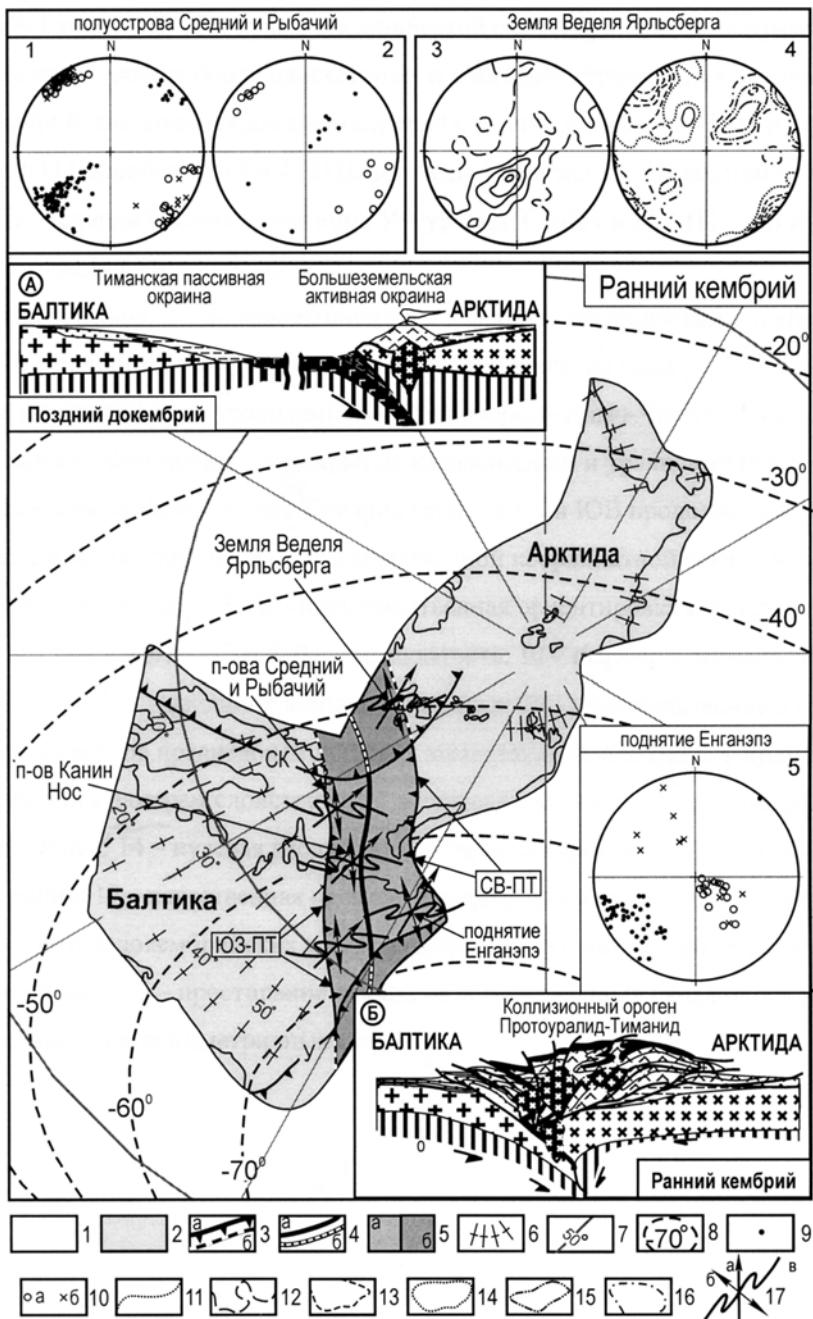
Материалы по геологии областей развития protoуралид–тиманид и некоторых других районов Арктики дали возможность предложить новый сценарий позднедокембрийско-кембрийской эволюции СВ обрамления ВЕП [4,5]. Ключевой момент сценария – кембрийская коллизия позднедокембрийской Тиманской пассивной окраины Балтики (позднедокембрийского остова ВЕП) и Большеземельской активной окраины Арктиды (см. рисунок, фрагмент А), в результате которой образовался композитный континент Аркт-Европа с коллизионным орогеном Protoуралид–Тиманид (см. рисунок, фрагмент Б). Мы представляем: 1) новые структурные данные по поднятию Енганэпэ; 2) результаты сравнительного рассмотрения структурных парагенезов protoуралид–тиманид Енганэпэ и других частей СВ обрамления ВЕП, согласующиеся с предлагаемым сценарием.

---

**Рисунок.** Палеоконтинент Аркт-Европа, реконструкция для начала кембрия по: [4, 5] с дополнениями.

А и Б – схематические геодинамические профили (ЮЗ-СВ, современные координаты) через Тиманскую окраину Балтики и Большеземельскую окраину Арктиды (А) и кембрийский коллизионный ороген Protoуралид–Тиманид (Б). По краям тектонической схемы приведены диаграммы пространственных ориентиров плоскостных и линейных структурных элементов позднедокембрийских комплексов полуостровов Средний и Рыбачий 1 [8] и 2 [9]), Земли Веделя Ярльсберга, ЮЗ Шпицберген (3 и 4 [11]), поднятия Енганэпэ (5). На тектонической схеме: Фронты покровов: СК – скандинавских каледонид, У – уралид; СВ-ПТ и ЮЗ-ПТ – СВ и ЮЗ крыльев орогена Protoуралид–Тиманид

1 – палеоокеаны; 2 – палеоконтиненты; 3 – фронты тектонических покровов: а) – выходящие на дневную поверхность и их продолжение на современном на шельфе, б) – тектонически перекрытые каледонидами и уралидами; 4 – Припечорско-Ильч-Чикшинская сутура (а) и ее СЗ и ЮВ продолжения, тектонически перекрытые каледонидами и уралидами (б); 5 – кембрийский коллизионный ороген Protoуралид-Тиманид (а) и его СЗ и ЮВ продолжения, перекрытые каледонидами и уралидами (б); 6 – узлы современной координатной сети; 7,8 – координатная сеть: 7 – современная, 8 – древняя; 9,10 – пространственная ориентировка структурных элементов, показанных на диаграммах 1, 2 и 5: 9 – сланцеватость; 10 – шарниры асимметричных складок (а) и линейность (б); 11–16 – изолинии концентраций (шаг 2%) пространственных ориентировок структурных элементов позднедокембрийских комплексов Земли Веделя Ярльсберга (диаграммы 3 и 4); 11 – нормали к замерам слоистости, 12 – нулевая изолиния; 13 – замеры длинных осей «растянутых» галек, 14 – нулевая изолиния, 15 – замеры коротких осей «растянутых» галек; 16 – нулевая изолиния; 17 – качественная пространственная характеристика асимметричных складок и их каскадов в позднедокембрийских комплексах реликтов орогена Protoуралид–Тиманид: а – направление на север; б – простижение шарниров асимметричных складок; в – направление вергентности каскадов асимметричных складок



**Структурные исследования.** На севере поднятия Енганэпэ, расположенного в приполярноуральской части ПП (см. рисунок), обнажены аповулканогенные зеленые сланцы и метаосадочные породы [3, 6] бедамельской и енганэпайской (манокуяхинской, по некоторым авторам) толщ, соответственно, а также серпентинитовый меланж. Нами установлено, что сланцеватость погружается (от 35–40 до 90°) в СВ румбах (см. рисунок, диаграмму 5). На поверхностях сланцеватости проявлены деформационная линейность СЗ–ЮВ простирации и совпадающая с ней минеральная линейность. Зачастую породы смяты в каскады асимметричных складок, пространственная ориентировка шарниров которых совпадает с ориентировкой линейности. Если смотреть на складки по падению их шарниров, то они имеют S-образную конфигурацию. Складки образовались, по-видимому, при надвигании метавулканитов на метаосадки по запрокинутому к З–ЮЗ надвигу СВ вергентности. Шарьядно-надвиговый характер соотношения метавулканитов и метаосадочных пород подчеркивается зоной серпентинитового меланжа между ними. Отметим, что структурный парагенез вprotoуралидах–тиманидах поднятия Енганэпэ резко дикордантен структуре уралид.

**Сравнительное рассмотрение структурных парагенезов protoуралид–тиманид.** Структурным выражением коллизии Балтики и Арктиды явилось формирование кембрийского орогена Protoуралид–Тиманид [4].

ЮЗ (в современных координатах) крыло орогена сложено комплексами Тиманской пассивной окраины Балтики (см. рисунок, фрагмент Б) и характеризуется дислокациями ЮЗ вергентности. Это надежно установлено в притиманской части фундамента ПП [7], на полуостровах Каннин Нос [8], Средний и Рыбачий [9, 10] (см. рисунок, диаграммы 1 и 2).

СВ крыло орогена характеризуется дислокациями СВ вергентности, зафиксированными в поднятии Енганэпэ (см. рисунок, диаграмму 5). Кроме того, аналогичный структурный парагенез выявлен в позднедокембрийских комплексах ЗВЯ [11], которые дислоцированы в крупный антиклиниорий СВ вергентности с каскадами осложняющих асимметричных складок СВ вергентности (см. рисунок, диаграмму 3). Ориентировки коротких и длинных осей «растянутых» галек в позднедокембрийских диамиктиках ЗВЯ (см. рисунок, диаграмму 4) свидетельствуют о том, что комплексы дислоцированы здесь в условиях ЮЗ–СВ сжатия [11]. Важно отметить, что: 1) простижение складок позднедокембрийских комплексов ЗВЯ и их вергентность не соответствуют простирианию фронта покровов скандинавских каледонид (см. рисунок); 2) структурный парагенез позднедокембрийских комплексов ЗВЯ аналогичен таковому поднятия Енганэпэ.

**Выходы.** Аналогия структурного парагенеза позднедокембрийских комплексов ЗВЯ и поднятия Енганэпэ свидетельствует о том, что в обеих структурах обнажаются реликты СВ крыла кембрийского орогена Protoуралид–Тиманид. При этом поднятие Енганэпэ представляет собой ядро крупной одноименной герцинской антиклинали, а выступ

позднедокембрийских комплексов ЗВЯ – тектоническое окно, в котором эти образования выступают из-под покровов каледонид.

Вергентность складок и разрывов ЮЗprotoуралид–тиманид полуостровов Средний, Рыбачий, Канин Нос и притиманской части фундамента ПП «зеркальна» по отношению к вергентности складчатых дислокаций позднедокембрийских комплексов ЗВЯ и поднятия Енганэпэ (СВ protoуралиды–тиманиды) и характеризует соответственно ЮЗ и СВ крылья кембрийского коллизионного орогена Protoуралид–Тиманид.

### Литература

1. Белякова Л.Т., Степаненко В.И. Магматизм и геодинамика байкалид фундамента Тимано-Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №12. С.106–117.
2. Dovzhikova E., Pease V., Remizov D. Neoproterozoic island arc magmatism beneath the Pechora Basin, NW Russia // GFF. 2004. V.126. P.353–362.
3. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
4. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано–Уральского региона и эволюция protoуралид–тиманид. Сыктывкар: Геопринт. 2005. 100 с.
5. Борисова Т.П., Герцева М.В., Егоров А.Ю., Кононов М.В., Кузнецов Н.Б. Докембрийский континент Арктида – новые кинематические реконструкции позднедокембрийско-раннепалеозойской коллизии Арктиды и Европы (Балтии) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонического совещания. В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. Т.1. С. 68–71.
6. Мизин В.И. Позднепротерозойский вулканализм Севера Урала. Л.: Наука, 1988. 190 с.
7. Ростовчиков В.Б., Богданов Б.П., Рассказов Н.Б., Тарасов П.П. Особенности строения до-кембрийских отложений Тимано-Североуральского региона в связи с перспективами нефтегазоносности // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России: Новые результаты и новые перспективы: В 3т. Сыктывкар: Геопринт, 1999. Т.3. С. 102–110.
8. Lorenz H., Pytyn A.M., Olovyanishnikov V.G., Gee D.G. Neoproterozoic high-grade metamorphism of the Kanin Peninsula, Timanide Orogen, Northern Russia // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.Gee, V.Pease (eds.). Ldn: Geological Soc., 2004. Memoirs. V.30. P.59–68.
9. Морозов Ю.А. Пространственно-временные закономерности структурообразования в земной коре (с позиций структурно-парагенетического анализа).: Дис. .... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2004. 467 с.
10. Roberts D. Principal features of the structural geology of Rybachi and Sredni Peninsulas, Northwest Russia, and some comparison with Varanger Peninsula, North Norway // Geology of the eastern Finnmark – western Kola Peninsula region / D.Roberts, O.Nordgulen (eds.) Nor. geol. unders. 1995. Special Publ. V.7. P.247–258.
11. Bjørnerud M., Decker P.L., Craddock C. Reconsidering Caledonian deformation in southwest Spitsbergen // Tectonics. 1991. V.10, N1. P.171–190.

## **Неклассически линеаризированный подход в исследованиях внутреннего строения Земли**

Рассматривая эволюцию шарообразной Земли в виде деформируемой системы с применением неклассически линеаризированного подхода (НЛП) автор показывает, что обнаруженные геолого-геофизическими методами (и предполагаемые) структуры разломного типа во внутреннем строении Земли соответствуют фундаментальным характеристикам модели деформируемой системы. При определенных критических комбинациях между силами воздействий различной природы (независимо от того, внутренние они или внешние), геометрических и деформационных параметров (которые также имеют разнообразную природу – физико-механическую, реологическую, термодинамическую, химическую и т.п.), такие глобальные, региональные и локальные структуры на меридиональных, экваториальных и сферически-концентрических поверхностях должны образоваться в коре, литосфере, средней и нижней мантии (т.е. в слоистой оболочке, ограниченной атмосферой и жидким внешним ядром Земли).

Предложен один из возможных механизмов образования латеральных разломов, диапировых структур, субвертикальных деструктивных зон и сквозьмантийных каналов для плюмов, а также механизм заполнения пустот более разуплотненными средами.

Механизмом образования латеральных структур разломного типа на сферически-концентрических поверхностях, наряду с другими, также могут быть расслаивания (разрушение размочаливанием) слоистых структур. Пустоты, образующиеся при этом, вследствие неустойчивости поверхностей приразломных зон, могут заполняться разуплотненными средами, и может реализоваться массопоток. Аналогичным образом по цилиндрическим поверхностям могут образоваться вертикальные структуры разломного типа (диапирсы, субвертикальные деструктивные зоны, плюмы и т.д.) и происходит массопоток по ним в случае осесимметричных деформирований.

НЛП позволяет существенно уточнить характер распределения плотности веществ по глубине и выяснить механизм этого процесса. При соответствующем моделировании формы гармонических волн, т.е. в случае использования «истинных» скоростей, в рамках всех вариантов теории начальных деформаций предсказано новое явление: с ростом давления по глубине Земли для отдельных типов геологических сред может возникнуть переход процесса уплотнения в процесс разуплотнения.

Впервые в рамках общей нелинейной теории механики деформируемых твердых сред показано, что приращение плотности  $\Delta\rho$  с ростом

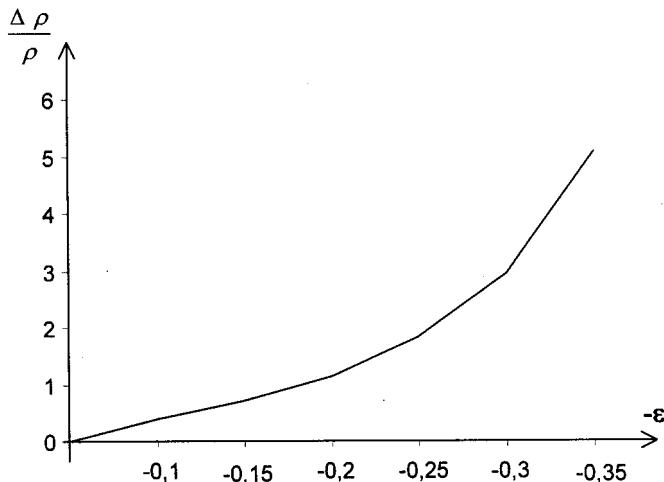
---

<sup>1</sup> Институт геологии НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан

всесторонней деформации сжатия  $\varepsilon$  ( $-\frac{1}{2} < \varepsilon < 0$ ) реализуется по формуле

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \left(1 + 6\varepsilon + 12\varepsilon^2 + 8\varepsilon^3\right)^{-\frac{1}{2}} - 1.$$

Следовательно, согласно нелинейной теории, при всестороннем сжатии, сжимаемые среды могут уплотняться до предельной деформации 50%. Дальнейший рост величины деформации сжатия приводит к разуплотнению (рисунок). В случае теории больших начальных деформаций в рамках линеаризированного подхода для определения приращения плотности получаем точно такую же формулу. Из этого следует, что предельная деформация всестороннего сжатия для различных материалов ограничивается критическими значениями деформации, соответствующими явлению «внутренней» неустойчивости. Величины этих деформаций для различных материалов существенно зависят от их физико-механических свойств и значительно меньше, чем предельная деформация нелинейной теории.



**Рисунок.** Зависимость  $\frac{\Delta\rho}{\rho}$  от изменения деформации сжатия  $\varepsilon$  по общей нелинейной и неклассически-линеаризованной теории

Данный результат фундаментального исследования характера изменения плотности сред в зависимости от деформации сжатия является

теоретической базой для объяснения многих геодинамических и геотектонических процессов, процессов геологического структурообразования, и должен быть учтен при определении параметров внутреннего строения Земли, таких как распределение плотности, дебаевская температура, параметр Грюнайзена, решеточная часть коэффициента теплопроводности, удельная энтропия среды, адиабатическая температура, температура плавления и их градиенты, скачки энтропии и теплового эффекта при фазовых переходах, наклон кривого фазового равновесия и теплота кристаллизации для мантии и ядра.

Пространственная дифференциация напряжений и нелинейность процесса деформирования играют решающую роль в формировании структурных элементов и в протекании тектонических процессов.

Е.А. Кулиш<sup>1</sup>, В.В. Покалюк<sup>1</sup>

## **Тектоническая эволюция нижнепротерозойского осадконакопления в Криворожском палеобассейне**

**Объект изучения** – широко известный, стратотипический для нижнего протерозоя Украинского щита метаосадочный комплекс, входящий составной частью в общий разрез Криворожского синклиниория [1] и составляющий единый непрерывный осадочный цикл. Комплекс включает накопление начальной терригенной скелеватской свиты (до 500 м) (подобие Au-U-носных конгломератов Витватерсранда) и терригенно-хемогенной железорудной саксаганской (до 1400 м) свит. Последняя является собой классический пример уникального для истории Земли мощнейшего железонакопления в нижнем протерозое. Внутри данной серии осадков нет существенных перерывов. Т.е имеет место непрерывный ряд осадочных формаций, закономерно сменяющих друг друга снизу вверх по разрезу. Непрерывность данного цикла является его важнейшей элементом. Этот цикл отделяется от нижележащих позднеархейских вулканитов перерывом, плененизацией и формированием коры выветривания. Верхняя граница цикла также связана с перерывом и размывом.

**Методика изучения** основана на детально разработанном для фанерозоя методе мощностей и фаций [2]. Для докембрия метод имеет существенные ограничения, связанные с необходимостью «снятия» метаморфизма и складчатости, и, по сути, сводится к построению и анализу продольных мощностных литолого-фациальных профилей. Основным показателем количественной оценки палеотектонической активности в данном случае выступает градиент мощности  $H = 100 \cdot (h' - h'') : L$ , где  $h$  – максимальная мощность горизонта, пачки, пласта (в м),  $h''$  – минимальная мощность,  $L$  – расстояние между точками  $h'$  и  $h''$  (в м). Коэффици-

<sup>1</sup> Институт геохимии окружающей среды (ИГОС) НАН Украины, Киев, Украина

ент, равный 100 принят для удобства представления результатов. Данный показатель, являясь выражением формы геологического тела (пласта, пачки, горизонта) в пространстве, характеризует, прежде всего, контрастность и активность тектонических процессов. Использование данного показателя особенно эффективно для анализа тектонического развития отдельных локальных структур (на примере Кривбасса). При этом необходимо использовать мощности фациально однородных стратиграфических интервалов. Как правило, это – более дробные, чем свита, стратиграфические единицы (например, пачки) с мощностями порядка 100 м и менее. Значения этого показателя, вынесенные в графическом виде на реальные разрезы, позволяют построить графики активности и контрастности тектонических процессов в ходе осадконакопления (таблица). Анализ этого показателя показывает реальные негипотетические закономерности палеотектонической эволюции. Количественные значения градиента мощностей можно использовать для региональных сопоставлений с таковыми величинами для фанерозойских геодинамических зон (платформ, краевых прогибов, конседиментационных межгорных котловин, приразломных впадин и пр.).

#### **Выходы:**

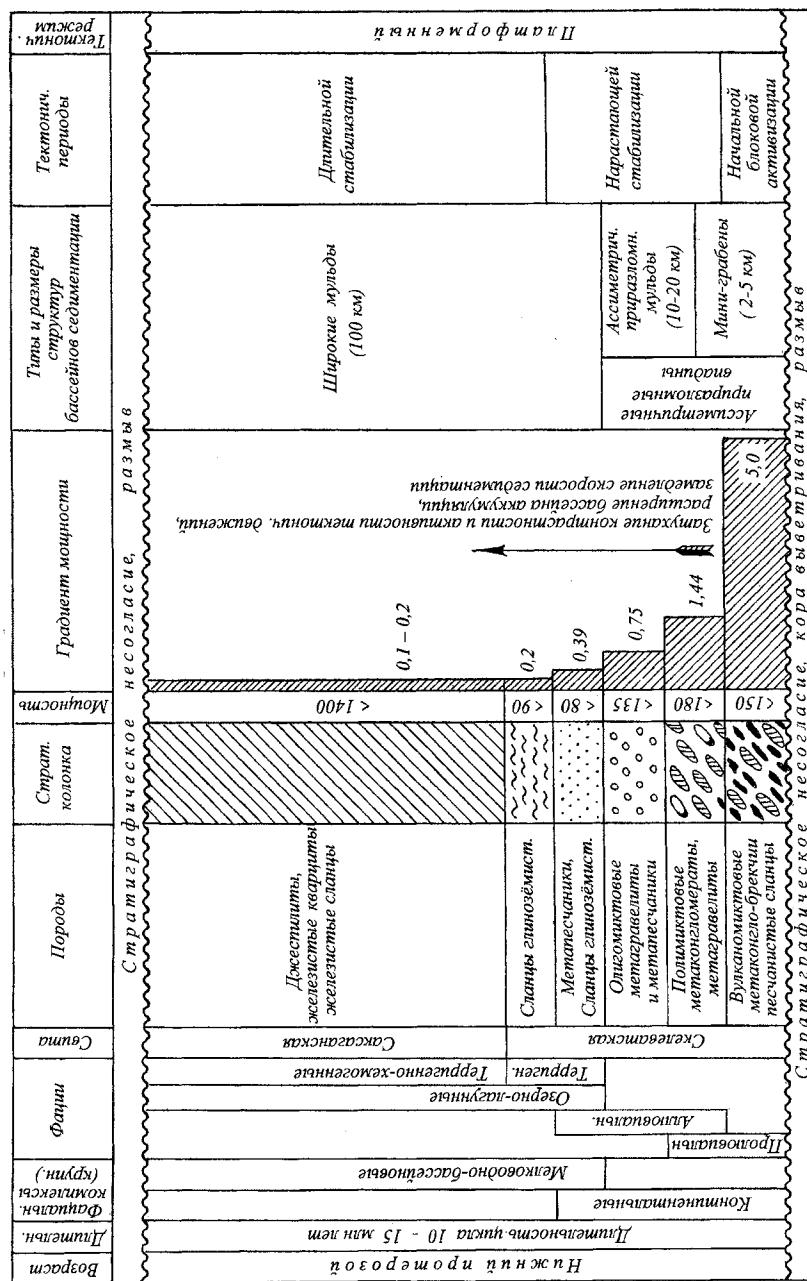
1. Метод мощностей и фаций как инструмент палеотектонического анализа может быть успешно применен для слабометаморфизованных супракrustальных комплексов раннего докембрая применительно к небольшим локальным структурам относительно простого складчатого строения.

2. Сопоставление результатов, полученных для базового (Центрального) района с простым складчатым строением (линейная моноклиналь) и соседнего (Южного) района с более сложной складчатостью показывает практически идентичные палеотектонические закономерности (как качественно, так и количественно). Это позволяет участки с осложненной складчатостью также включать в сферу палеотектонического анализа по методу мощностей (для горизонтов, сложенных грубобломочными породами – метапесчаниками, метаконгломератами, мало подверженными вторичным трансформациям мощностей при складчатости).

3. Снизу вверх по разрезу нижнепротерозойского осадочного цикла, включающего нижнюю терригенную свиту (скелеватскую) и залегающую выше терригенно-хемогенную железорудную свиту (саксаганскую), наблюдается закономерное последовательное уменьшение градиента мощностей осадков, что свидетельствует о постепенном уменьшении контрастности и активности тектонических движений в ходе осадконакопления и, как следствие этого, о постепенном затухании скорости седиментации.

4. Уменьшение градиента мощностей происходит закономерно по экспоненциальному закону (см. таблицу). Основное падение значений градиента происходит в интервале терригенных осадков скелеватской свиты снизу вверх по разрезу от 5,0 до 0,20. В дальнейшем, в интервале железорудной толщи саксаганской свиты, градиент практически не меняется; значения его составляют 0,1–0,2.

**Схема тектонической эволюции нижнепротерозойского осадконакопления в Криворожском бассейне**



5. Реконструируется эволюция формы и размеров палеобассейнов седиментации: 1) для начального этапа накопления кластолитов скелеватской свиты характерна асимметричная форма палеодепрессий по типу приразломных блоковых асимметричных впадин, осложненных в наиболее прогнутой части мини-грабенами; ширина мини-грабенов составляла до 2–4 км; 2) на заключительном этапе – широкие мульды.

6. Главный вывод: блоковая активизация в начале процесса формирования структуры палеобассейна седиментации (цепочка ступенчатых сбросов, осложненных мини-грабенами) и полное затухание контрастности и активности тектонических движений в конце этого процесса, т.е. создались, по сути, платформенные условия к началу накопления железисто-кремнистых осадков продуктивной на железо саксаганской свиты [3,4].

7. Данный седиментационный цикл является примером закономерной последовательной смены континентальных фаций мелководно-бассейновыми (от пролювиальных, затем аллювиальных к мелководно-бассейновым озерно-лагунным) в ходе единого тектонического равнинообразовательного цикла, начало которого связано с блоковой активизацией.

8. Длительность данного цикла в общем приближении оценивается в 10–15 млн лет.

### Литература

1. Геология криворожских железорудных месторождений / Ред. Я.Н. Белевцев, Г.В. Тахтуев, А.И. Стрыгин и др.: В 2 т. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. Т.1. 484 с. Т.2. 566с.
2. Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л. Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 1.
3. Куллин Е.А., Покалюк В.В. Развитие Криворожского железорудного бассейна в досаксаганское время (литологические и тектонические аспекты) // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 4. С.126–130.
4. Покалюк В.В., Куллин Е.А. Геология и литогенез досаксаганских метаморфических комплексов Криворожского железорудного бассейна. Киев: ИГОС НАН Украины, 2004. 245с.

---

**Ю.Г. Кутинов<sup>1</sup>**

### Циркумполярная зональность Арктического сегмента земной коры

Анализ геологического строения Арктического сегмента земной коры свидетельствует о том, что в течение последних 250 млн лет он развивается как автономная система с циркумполярной зональностью, строение которой является следствие длительной эволюции тектоносферы [5]. Это указывает на наличие геодинамической системы, определяющей ее развитие и формирование свойств.

---

<sup>1</sup> Институт экологических проблем Севера (ИЭПС) УрО РАН, Архангельск, Россия

Геологическое единство Арктического сегмента и его относительная автономность подтверждаются также характером потенциальных полей, в первую очередь спутниковыми магнитометрическими измерениями. Обращает на себя внимание главная особенность в распределении положительных и отрицательных значений магнитного поля (МП) – циркумполярная зональность. Отчетливо выделяется Исландско-Сибирский пояс положительных значений поля, состоящий из трех региональных эллипсоидально-изометричных максимумов (Центрально-Арктический, Гренландский и Исландский). Такая же зональность характерна и для континентальной части сегмента. В северной части Евразии выделяются две глобальные полосы положительных аномалий с простиранием 300–320°. На северо-востоке Азии наблюдается третья полоса, меньших размеров, того же простирания. То есть, существует возможность объединения максимума МП на северо-востоке Азии с общей региональной полосой вдоль Арктического побережья. Характер магнитных полей достаточно убедительно показывает единое циркумполярное глубинное строение не только территории Северного Ледовитого океана (СЛО), но и всего Арктического сегмента. Реликтовый материковый структурный план отчетливо выражен в циркумполярной зональности МП. Сходная картина наблюдается и в закономерностях распределения теплового потока и глубин изотерм 100°C и 200°C [9].

Характерной чертой геодинамического режима северной границы Евроазиатской плиты является малая линейная скорость раздвига – 0,3–0,5–1,0 см/год. Наиболее близка к этому параметру только скорость в рифте Красного моря (1,0–1,5 см/год). Специфика развития Арктической зоны спрединга находит свое отражение в напряженно-деформированном состоянии литосферы и отличается большей плотностью разломов. Рост практически всех рифтогенных структур (континентальных и океанических) идет одновременно в двух направлениях. Рифт испытывает не только поперечное расширение (спрединг), но и примерно ортогональное ему продвижение в области более древней литосферы [2]. То есть за время их активной эволюции происходит неоднократное перераспределение энергии рифтогенеза между этими двумя основными процессами.

Анализ режима раскрытия Евразийского бассейна СЛО и раннемезозойской локальной палеооси спрединга Западной Сибири (Обской и Енисей-Хатангской) подтверждает такой тип развития СЛО [2]. Учитывая скорость спрединга Арктического срединного хребта, можно сделать вывод о возможном преобладании режима продвижения (растущий рифт), что позволяет предположить наличие большой доли сдвиговых составляющих и существенных отличий в строении от классических срединно-оceanических хребтов.

Таким образом, геодинамика Арктической зоны спрединга достаточно специфична, что подтверждается составом базальтов хребта Книповича (континентальный рифтогенез) и геоморфологическими особенностями Арктического срединного хребта (исключая хребет Мона).

В целом, суммирующий вектор движения между расширением и продвижением рифтогенной структуры должен быть направлен под косым углом к зоне спрединга, а, с учетом изгиба Арктического срединного хребта, он направлен к Евроазиатской литосферной плите, что подтверждается характером векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений [7]. Направление векторов скольжения вдоль северной границы Евроазиатской литосферной плиты происходит против часовой стрелки, что говорит о левостороннем повороте плиты с предполагаемым центром вращения в районе Урала, это подтверждается характером деформационных полей, где выделяется нулевая область, разделяющая Европу и Азию по Уралу [8]. Все это приводит не только к наличию сдвиговой составляющей, но и к присутствию вращательного момента крупных структур литосферы и к своеобразной реакции на напряжения окраинно-континентальной Арктической зоны (полоса воздымающихся структур). Наличие вращательного момента подтверждается характером миграции очагов землетрясений о-вов Шпицберген [7] и зоны сочленения Северо-Атлантической и Арктической рифтовых систем [4]).

Специфика геодинамического режима Арктического сегмента земной коры также находит свое отражение в морфологии дна СЛО, соотношения отдельных морфоструктурных элементов дна которого резко отличны от таковых в других океанах Земли. В его общей площади аномально высоки доли шельфа и континентального склона: 37,4% и 49,1%, соответственно. В Мировом океане доля шельфа составляет 7,6%, континентального склона – 15,2%. Площадь ложа в СЛО составляет 13,5%. Аномально малой является и средняя глубина этого океана (1200 м), уступая в 3 с лишним раза глубинам других океанов и Мирового океана в целом (3795 м) [3].

Эти особенности отражаются и на процессах седиментации: большая часть акватории является циркумполярной областью неустойчивого осадконакопления [8].

Имеющийся на настоящий момент материал по сейсмичности Арктического сегмента позволил Б. К. Киму [6] выделить замкнутый Полярный сейсмический пояс, который в плане образует эллипс неправильной формы. В целом, в Арктическом сегменте существует два типа сейсмоактивных зон: межплитные и внутриплитные. Межплитная сейсмичность представлена Срединно-Арктическим поясом землетрясений, трассирующим спрединговую границу Евразийской и Северо-Американской литосферных плит [1]. Можно отметить принципиально разный характер двух слагающих пояс ветвей: Евроазиатская представлена межплитной; Амеразийская – внутриплитной сейсмичностью. Исходя из наличия центральной симметрии в строении Арктической сегментации, автор сделал вывод о наличии Евроазиатской ветви внутриплитной сейсмичности (аналог Амеразийской ветви). Дефицит сейсмологической информации о землетрясениях на платформенных территориях Севера Евразии не позволяет выделить эту зону по инструментальным данным. Но обширная косвенная информация подтверждает высказанное предположение [8].

Наличие центральной симметрии в строении Арктической геодинамической системы определяет специфику пространственных закономерностей минерагении Арктического сегмента. О правомерности выделения благороднометального циркумполярного пояса, помимо планетарных геолого-структурных построений, свидетельствуют и прямые данные мелко- и среднемасштабного минерагенического районирования. Аналогичная ситуация наблюдается и для алмазных месторождений [8].

Уникальность СЛО заключается и в наличии достаточно мощного осадочного слоя не только на шельфе и смежных прибрежных территориях, но и в собственно глубоководных, зашельфовых областях. Такая особенность строения территории позволила И. С. Грамбергу [10] высказать предположение, что Арктическая геодепрессия представляет собой гигантский супербассейн. Автору представляется более корректным исключить из рассмотрения зону спрединга и говорить о циркумполярном нефтегазовом поясе.

С определенной долей достоверности можно выделять полиметаллический, редкометальный и редкоземельный пояса. Таким образом, мы имеем дело с Арктическим циркумполярным минерагеническим поясом, конформным с циркумполярной зональностью Арктического сегмента земной коры.

Суммируя вышеизложенное необходимо отметить:

– Арктический сегмент земной коры является глобальной надпорядковой структурой, границы которой в общих чертах совпадают с границами Арктической геодепрессии;

– Арктический сегмент можно рассматривать как единую саморазвивающуюся и саморегулирующуюся тектоническую систему глобального масштаба с определенными системными свойствами; при этом существование Арктического сегмента как единой тектонической структуры, обладающей длительным, направленным и взаимосвязанным развитием во всех своих компонентах, указывает на наличие геодинамической системы, определяющей ее развитие и формирование ее свойств;

– с точки зрения геодинамики основное значение имеют: наличие центральной симметрии (вся система глубинных процессов имеет центральную симметрию, которая находит отражение в строении земной коры и определяет общий ход преобразований Арктического сегмента), наличие глубинного генерального источника энергии и подчиненных ему потоков энергии.

## Литература

1. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб: ВНИИОкеангеология, 1996. 185 с.
2. Апанов С.В. О соотношении скоростей спрединга и продвижения рифтогенных структур // Докл. РАН. 1990. Т. 313, № 6. С. 1433–1438.
3. Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии / Ред. И.С. Грамберг и Н.П. Лаверов. СПб.: Наука, 2000. 247 с.
4. Ассиновская Б.А. Сейсмотектоника и современная сейсмическая активность в Северной Атлантике //Геоэкология и геодинамика: Материалы Междунар. конф. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 1999. С. 19.

5. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики / Ред. И.С. Грамберг и Ю.Е. Погребицкий. Л.: Недра, 1984. 280 с.
6. Ким Б.И. Сейсмоактивные зоны Северной Полярной области Земли //Геология океанов и морей: Тез. докл. 10-й междунар. шк. морской геологии. М., 1992. Т. 2. С. 66–67.
7. Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я. Геодинамический режим Арктического сегмента по сейсмологическим данным // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере: Материалы XI междунар. научн. конф. Сыктывкар, 2005. С. 206–208.
8. Кутинов Ю.Г. Экогеодинамика Арктического сегмента земной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 388 с.
9. Левин Л.Э. Термический режим и потенциальные ресурсы углеводородов осадочных бассейнов в Арктическом сегменте Земли // Разведка и охрана недр. 2002. № 2. С. 19–23.
10. Gramberg I.S., Kulakov Yu.N., Pogrebitsky Yu.E., Sorokov D.S. Arctic Oil and Gas Superbassin // X World Petroleum Congress. Lnd, 1983. Р. 93–99.

**Б.А. Лебедев<sup>1</sup>, Э.М. Пинский<sup>2</sup>**

## **Особенности переломного этапа в истории Земли в аkitkании**

Автор фундаментальных работ по геологии докембрия Лазарь Иосифович Салоп (1913–1990) на основе литолого-стратиграфических, изотопно-геохимических, палеомагнитных и астрономических данных убедительно показал, как даже на фоне целого ряда грандиозных преобразований самые кардинальные изменения относятся к интервалу времени от позднего карелия (афебия) до начала рифея ( $1900 \pm 50$ – $1650 \pm 50$  млн лет) [1, 2]. Этот переломный этап в истории Земли был обозначен Л.И. Салопом как аkitканский. Геологическая обстановка аkitкания характеризуется многими уникальными чертами. Наиболее полные геологические разрезы аkitканской серии Байкальской горной области, как и одновозрастные породы элгетейской свиты Алдана, серии Кучивера и Рорайма Гвианского щита, серии Ватерберг Южной Африки, серии Уайтуотер Северной Австралии, представляют собой типичные образования континентальных рифтов. Характерен весьма специфический магматизм с широчайшим распространением кислых и щелочных эффузивов и их туфов, которые составляют почти половину объема отложений. Эксплозивный вулканизм, игнимбриты, туфоловы и лавобрекции свидетельствуют о газонасыщенности расплавов. Другая черта – преимущественно континентальный генезис терригенных, в основном грубообломочных, пород, чередующихся с вулканитами или перекрывающими их. Типичен полимиктовый состав обломочных зерен и обилие красноцветных отложений, до того отмечавшихся значительно реже.

Характерное время существования фанерозойских рифтов около 30 млн лет, в то время как длительность аkitканского рифтогенеза при-

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

ближается к 300 млн лет, что позволяет говорить о специфической феноменальной стадии континентального проторифтогенеза в истории формирования земной коры, предопределяющей все последующее ее развитие. Предшествующий раннепротерозойский континентальный рифтогенез, особенно ярко проявившийся на Африканском континенте, происходил на фоне преимущественного развития рифтогенеза на океанической коре в зеленокаменных поясах. Отсутствие крупных платформ раннепротерозойского возраста (за исключением Южно-Африканской) позволяет считать, что, хотя континентальный рифтогенез этого времени и был значительным, но не глобальным событием первого ранга, каким вырисовывается рифтогенез акиткания.

Согласно правилу Н.С. Шатского, вслед за каждой эпохой фанерозойского рифтогенеза на его основе возникают крупные осадочные бассейны. Следуя этой логике, можно говорить, что колоссальный по времени акитканский рифтогенез создает предпосылки для формирования всех последующих рифейских, вендских и фанерозойских осадочных бассейнов. Экранирование больших площадей осадочными бассейнами с многочисленными флюидоупорами приводит кочень сильному перераспределению тепловых потоков на поверхности Земли. К этому времени оказалось уже израсходовано более 70 % начального запаса тепловой энергии, что способствует существенному снижению интенсивности мантийного магматизма, изчезновению коматитов, прекращению формирования гранит-зеленокаменных поясов [1].

Впервые именно в акиткании и начале рифея возникают линейные мегаструктуры типа срединно-оceanических хребтов с близким к современному обликом, вместо разрозненных и слабо ориентированных очагов основного магматизма (архейские зеленокаменные пояса). Не случайным представляется и увеличение парциального давления кислорода в атмосфере, находящее отражение в значительном возрастании доли красноцветных пород. на смену азотно-аммиачно-углекислой атмосфере приходит кислородно-углекисло-азотная. Скоррелированно меняется и состав гидросферы от кисло-хлоридно-безсульфатной в катархее и архее, через слабокислую хлоридно-карбонатную с сульфатами в конце раннего протерозоя к близкой к нейтральной хлоридно-карбонатно-сульфатной в рифее. Как итог, прекращается образование джеспилитов, железные руды смещаются на платформы, и происходит разделение миграционных путей железа и марганца.

В таблице суммированы основные особенности проявления акиткания как важнейшего геологического рубежа. В знак уважения к выдающемуся исследователю, впервые обосновавшему самую значительную перестройку в истории Земли, предлагается назвать акитканский перелом «эволюционным скачком Салопа», представляющим собой, по существу, переход от очень специфического раннедокембрийского этапа развития к новому этапу, который как по характеру процессов в литосфере, так и по внешнему облику земной поверхности уже вполне близок к современности.

## Основные проявления эволюционного скачка Салона в истории Земли

Типы процес-сов	Отдельные процессы или их параметры	Время (геологическое, млрд. лет)	Акиттаний (1,9–1,65)		Поздний докембрий и фанерозой (1,65–0)
			Ранний докембрий (3,8–1,9)	Экранируются на континентах	
Геодинамиче- ские и тектони- ческие	Тепловые потоки	2	3	4	5
	Неравномерно распределены по всей поверхности Земли, уменьшаются во времени				Аномально высокие – в срединно-океанических хребтах
Геотермический градиент	Очень высокий на первых этапах и быстро падает		Стабилизируется		Скорость падения замедленная
Рифтогенез	Небольшие, но многочисленные растяжения протокоры – зеленокаменные пояса		Трансоконтинентальный проторифтогенез		Мощный рифтогенез в океанах и на континентах. Доминирование с мезозоя океанского рифтогенеза.
Горизонтальные движения	Сложные перемещения большого количества малых плит		Достигение плитами размеров, близких к современным, установление порядка в их перемещениях		Закономерные перемещения крупных плит
Основной стиль деформаций	Преобладание пликативных деформаций, размерные параметры разрывных нарушений невелики		Складчато-разрывные деформации, начало формирования очень крупных глыбовых (блоковых) движений		Сложные типы складчатости; глыбовые, сводово-глыбовые деформации
Сedиментация	Характер басейнов седимен-тации		Мелководные морские	Премутичественно континентальные	Глобальная и региональ- ная цикличность транс-грессий и регрессий

**Продолжение таблицы**

1	2	3	4	5
Сedиментация	Распределение по тектонотипам	В основном в мобильных областях	Первая молочная седиментация на платформах	На платформах, в подвижных поясах, в краевых системах
Протяженность толщ одного состава	Крайняя горизонтальная неоднородность	Формирование крупных однородных площадей	Исключительная выдержанность однотипных пород на платформах, а частично и на их пассивных окраинах (региональные фациоцупоры)	
	Доля вулканитов в разрезах	Почти 50%	Больше 50%	Меньше 10%
Магматизм	Вулканизм	Преимущественно основной, ультраосновной	Существенная роль кислых составов. Появление щелочных базальтоидов. Признаки вулканизма острожного типа.	Разнообразие составов и типов. Усиление щелочной ветви. Широкое развитие вулканизма островных дуг и окраинных морей.
	Граниты	Преимущественно Автохтонные—метасоматические и анатектические	Реоморфические (рапакиви)	Преимущественно аллохтонные, палингено-интрузивные
Метаморфизм	Фации	Преобладает гранулитовая	Существенная роль амфиболитовой и зеленосланцевой	Расцвет глаукофановых сланцев
Развитие жизни	Скорость эволюции	Чрезвычайно медленная	Первый большой скачок	Быстрая

Окончание таблицы

1	2	3	4	5
Развитие жизни	Разнообразие	Прокариоты	Расцвет эукариот	Очень большое таксономическое разнообразие, увеличивается во времени
Палеогеография	Состав и давление атмосферы	Азотно-аммиачно-углекислая, давление быстро падает	Скачком возрастают содержание кислорода	Кислородно-углекислозатная, давление стабилизируется
	Состав гидросферы	Кисло-хлоридно-бессульфатная	Слабокислая, появление сульфатов	Нейтральная, слабошелочная, хлоридно-карбонатно-сульфатная
Нафтогенез	Температура поверхности Земли	Азональная $>50^{\circ}$	Появление зональности $\approx 50^{\circ}$	Резко зональная $<50^{\circ}$
	Роль углеводородов	Большая в переносе металлов, собственных скоплений не образуют	Очень большая в переносе металлов. Возможно первые месторождения нефти.	Различное участие в рудообразовании, формирование месторождений нефти и газа
	Соотношения между первичными и регенерированными рудами	Доминируют первичные руды – проторуденез, «базовые формации» по А.А. Сидорову, 1998 г.)	Начало регенерации	Преобладают регенерированные
	Основные механизмы формирования эпигенетических месторождений	Конвективный и концентрационный	Наложение компрессионного механизма на конвективный	Компрессионный, гравитационный, инфильтрационный

## **Литература**

1. Салон Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 344 с.
2. Салон Л.И. Переломный этап в геологическом развитии Земли на рубеже раннего и позднего докембрая и лунно-земные связи // Сов. геология. 1987. № 1. С. 77–86.

**Е.П. Леликов<sup>1</sup>**

### **Амирантская дуга в Индийском океане – новый тип линейных структур**

Амирантская дуга совместно с Сейшельским микроконтинентом входят в состав Сейшельско-Маскаренского плато, являясь уникальными геологическими объектами западной части Индийского океана. Сейшельское плато представляет собой блок континентальной коры в океане, сложенный докембрийскими образованиями, а Амирантская дуга характеризуется морфологическими признаками типичных островодужных систем Тихоокеанского типа – наличием дугообразного островного поднятия (Амирантский хребет) с одноимёнными желобом и задуговым бассейном, отличаясь от них прежде в сего составом пород, слагающих этот хребет.

Амирантский хребет вытянут в южном направлении примерно на 500 км. Он имеет крутой западный и более пологий восточный склон и представляет собой цепь островов и поднятий, возвышающихся над дном Амирантской котловины на 3000 м, а над дном одноименного желоба на 4500–5000 м. На северо-востоке хребет примыкает к Сейшельскому плато.

В 33-м рейсе НИС «Профессор Богослов», выполненным Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И.Ильчева ДВО РАН в 1990 г., было проведено драгирование на западном склоне Амирантского хребта в интервале глубин 5000–2500 м. На 19 станциях были подняты образцы горных пород, которые позволили охарактеризовать геологическое строение этого хребта на всем его протяжении[1–3]. Хребет подразделяется на три блока (или сегмента): Северный, Центральный и Южный, ограниченных зонами тектонических разломов [2].

В строении всех блоков Амирантского хребта выделяется магматический фундамент, перекрытый вулканогенно-осадочной толщей, выше которой до глубины 2300–2500 м залегают коралловые рифовые известняки.

Фундамент Северного и Центрального блоков хребта сложен шаровыми лавами клинопироксен-плагиоклазовых базальтов [1–3], вкрапленники в которых представлены плагиоклазом  $An_{63-87}$  и авгитом  $Wo_{34-40}En_{45-52}Fs_{11-14}$ , а основная масса изменяется от стекловатой с редкими микролитами клинопироксена и плагиоклаза до хорошо раскристаллизованной с незначительным количеством вулканического стекла. В виде единичных обломков размером 6–8 см подняты двупи-

<sup>1</sup> Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН Владивосток, Россия

роксен-плагиоклазовые базальты, порфировые вкрапленники в которых представлены ортопироксеном ( $\text{Wo}_5\text{En}_{80}\text{Fs}_{15}$ ), клинопироксеном (низкотитанистым авгитом  $\text{Wo}_{36.39}\text{En}_{49.51}\text{Fs}_{10.12}$ ) и плагиоклазом  $\text{An}_{85.88}$ , а основная масса состоит из авгита и субкальциевого авгита  $\text{Wo}_{23-36}\text{En}_{40-58}\text{Fs}_{17-34}$ , плагиоклаза  $\text{An}_{66}$ , рудного минерала и измененного стекла.

Южный блок Амрантского хребта отличается значительным погружением свода, ориентированного в юго-восточном направлении. Минимальная глубина океана над ним около 700 м. В нижней части разреза магматического фундамента Южного блока наблюдаются массивные и кумулятивные габбронориты, габбро и амфиболовые габбро, которые сменяются вверх по разрезу долеритами и мелкозернистыми габбро; выше них распространены шаровые лавы клинопироксен-плагиоклазовых базальтов. Последние, вероятно, представляют собой краевые фации дайкового комплекса – клинопироксеновых, клинопироксен-амфиболовых и амфиболовых долеритов и мелкозернистых габбро [1, 3].

Габбронориты состоят из ортопироксена ( $\text{Wo}_{4-5}\text{En}_{75-78}\text{Fs}_{16-19}$ ), клинопироксена, плагиоклаза  $\text{An}_{85-72}$ , ильменита и иногда хромистой шпинели. Габбро представлены клинопироксеновыми разностями (сложенными салитом  $\text{Wo}_{35-49}\text{En}_{42-50}\text{Fs}_{10-13}$  и плагиоклазом  $\text{An}_{75-65}$ ) и амфиболовыми разностями с магнезиальной роговой обманкой. Долериты сложены авгитом  $\text{Wo}_{33-45}\text{En}_{38-52}\text{Fs}_{7-18}$ , плагиоклазом  $\text{An}_{72-65}$ , ильменитом и акцессорной шпинелью, а их амфиболовые разности состоят из вкрапленников плагиоклаза  $\text{An}_{89-72}$  (5–10%) и связующей массы из плагиоклаза  $\text{An}_{46}$ , магнезиальной роговой обманки и ильменита.

Сходство химического состава пород и минералов, близость минеральных парагенезисов вулканических и plutонических пород Амрантской дуги указывают на их генетическое родство и на образование из единого базитового магматического очага. Широкое развитие кумулятивных габброидов на склонах Южного блока Амрантской дуги свидетельствует об интенсивных процессах кристаллизационной дифференциации исходного базитового расплава.

Все магматические породы Амрантской дуги характеризуются низкими концентрациями  $\text{K}_2\text{O}$  (0,12–0,37%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,03–0,27%), крупноионных лиофильных элементов Rb (3–22 г/т), Ba (15–30), Sr (60–138) и Zr (3–81) и повышенным содержанием сидерофильных элементов Ni (85–450), Cr (110–550 г/т).

На диаграммах, отражающих соотношение петrogenных элементов ( $\text{TiO}_2 - \text{FeO}/\text{MgO}$ ,  $\text{FeO} - \text{FeO}/\text{MgO}$ ), фигутивные точки магматических пород располагаются вдоль тренда океанических толеитов [1]. На диаграмме AFM они локализуются в поле толеитов Индийского океана, при этом габбронориты – наиболее магнезиальные plutонические породы – группируются в поле толеитовых кумулятивов и нижних габбро [4], образуя начало толеитового тренда, «наращиваемого» в железистую область кумулятивными и массивными габбро, долеритами и базальтами. На диаграммах Ni–Co, Ti–Cr и Ti–V точки состава вулканических и plutono-

нических пород также приурочены к полям толеитов срединно-океанических хребтов [1].

Полученные первые данные по распределению в магматических породах Ам irантской дуги редкоземельных элементов (REE) подтвердили ранее сделанные выводы об океанической природе этих образований. Породы дуги характеризуются низкими концентрациями легких редкоземельных элементов (LREE), слабо фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов, низким деплелированным спектром распределения легких лантаноидов:  $(La/Sm)_N=0,42-0,80$ ;  $(La/Yb)_N=0,24-0,85$ , аналогичных спектру (REE) толеитов срединно-океанических хребтов [5]. На диаграмме Ba/La – La/Yb [6] точки составов этих пород группируются вблизи компоненты 3, отвечающей деплелированному составу мантии, близкому к MORB источнику.

Ам irантская дуга и желоб, образующие дугообразную систему между Мадагаскаром и Сейшельским микроконтинентом, лишь морфологически сходны с типичными островодужными системами, отличаясь от них полной асейсмичностью, отсутствием заметной аккреционной призмы перед фронтом дуги [7] и составом пород магматического фундамента, обладающих геохимическими чертами базитов срединно-океанических хребтов, а не вулканитов островодужного типа. Разрез фундамента и метаморфизм пород также типичны для океанической коры. Преобладание полноクリсталлических плутонических пород, частично измененных в условиях зеленосланцевой фации, в низах разреза (Южный блок), сменяется выше по разрезу лавами клинопироксен-плагиоклазовых базальтов (Северный и Центральный блок), метаморфизованных в условиях цеолитовой фации океанического метаморфизма [1].

Таким образом, данные о составе магматических пород Ам irантской дуги, сходных с базальтоидами срединно-океанических хребтов, позволили отнести эту структуру к новому типу невулканических океанических дуг и высказать предположение о ее формировании путем скучивания океанической коры при процессах рифтогенеза в позднем мелу спрединговых хребтов Индийского океана [1, 2].

Индийский океан образовался после раскола Гондваны в конце юры – начале мела с отделением друг от друга Африки, Индии, Австралии и Антарктиды.

В пределах океана выделяются четыре крупные области: Мадагаскаро-Сейшельская, Центрально-Индийская, Австралийская и Кергеленская [8]. Тектоническая эволюция западной экваториальной части Индийского океана началась с южного дрейфа континентального блока Мадагаскара, Сейшельской банки и Индии в направлении Сомалийской котловины в течение юры и раннего мела. Отделение Индийско-Сейшельского блока от Мадагаскара в раннем мелу привело к образованию Маскаренской котловины [9].

По мнению Ф. Плюммера [10], Ам irантская дуга и желоб образовались 80–70 млн лет назад в Ам irантском бассейне расширения при ле-

восторонних сдвиговых дислокациях по системе непараллельных трансформных разломов, разделяющих Мадагаскар и Сейшельский микроконтинент. Спрединговые процессы и образование океанической коры Маскаренского бассейна в позднем мелу обусловили ротационное сжатие на границе Сейшельского плато и Сомалийского бассейна с более древней океанической корой, тектоническое скучивание океанической коры и возникновение Амрантской дуги и желоба, вдоль которого, возможно, происходили субдукция коры Сомалийского бассейна и инициальный островодужный магматизм [3]. Эти процессы, вероятно, завершились 65 млн лет назад в связи с изменением направления спрединговых центров западной части Индийского океана и формированием Аравийско-Индийского спредингового хребта.

### Литература

1. Геологическое строение Амрантской дуги в Индийском океане / Ред. Е.П. Леликов) Владивосток: Дальнаука, 1997. 162 с.
2. Леликов Е.П., Съедин В.Т., Бадрединов З.Г. и др. Новые данные по геологии Амрантской дуги (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320, №4. С. 946–951.
3. Тарарин И.А., Леликов Е.П. Амрантская дуга в Индийском океане: данные об инициальном островодужном магматизме // Петрология. 2000. Т. 8, №1. С. 59–73.
4. Добречев Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н. и др. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
5. Rare earth element geochemistry /Henderson (ed). Amsterdam: Elsevier, 1984. 510 p.
6. Филатова Н.И. Закономерности динамики окраинно-морского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. №3. С. 33–56.
7. Masson D.G. Evolution of the Mascarene Basin, western Indian Ocean, and the significance of the Amirante Arc // Marine Geophys. Res. 1984. V. 6, N 4. P. 365–382.
8. Пущаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. №4. С. 73–91
9. Scrutton R.A., Hempton Syall W.B., Peacock J.H. Constraints on the motion of Madagascar with respect of Africa // Marine Geology. 1981. V. 43, N 1-2. P. 1–20.
10. Plummer Ph.S. The Amirante ridge/trough complex: response to rotational transform rift/drift between Seychelles and Madagascar // Terra Nova. 1996. V. 8, N 1. P. 34–47.

---

М.Г. Леонов<sup>1</sup>, Ю.А. Морозов<sup>2</sup>, А.В. Никитин<sup>3</sup>

### 3D деформация и ее отражение в тектонической структуре гранитов

Одной из актуальных проблем современной тектоники и структурной геологии является изучение форм проявления объемной (3D) подвижности горных масс, в том числе кристаллических пород, слагающих фундамент платформ и орогенных поясов. Интерес к вопросу возник в 60-е

---

<sup>1</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт физики Земли РАН (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

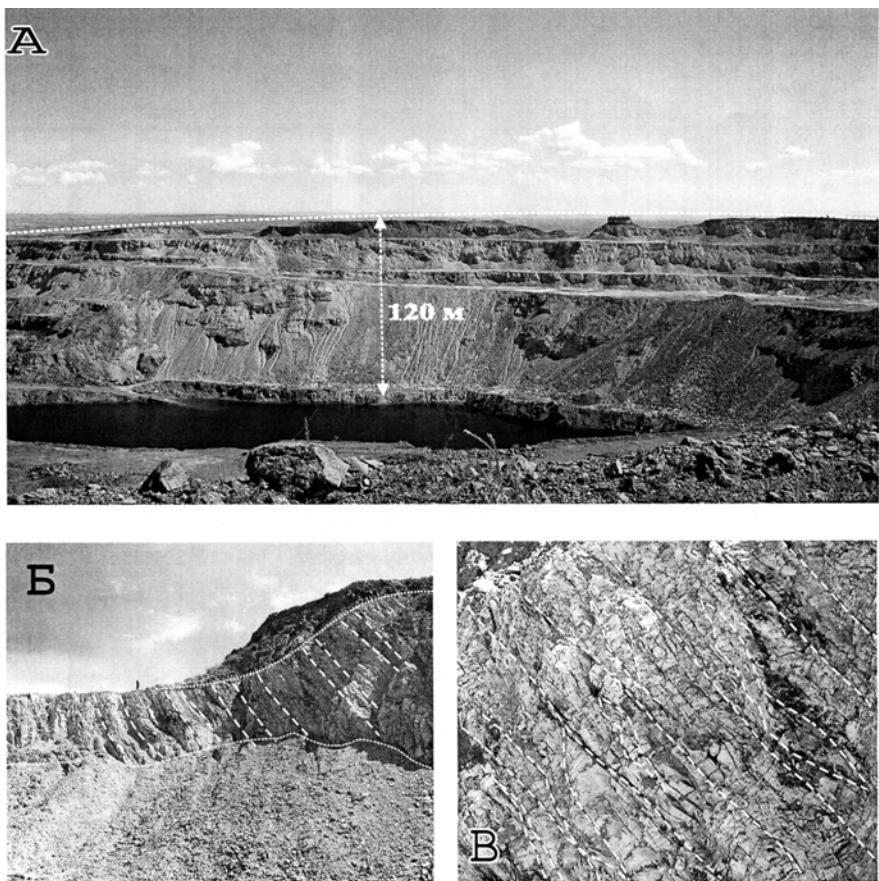
<sup>3</sup> Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

годы XX столетия (например, работы Г.Д. Ажгирея, Л. Кинга, Е.И. Паталахи, Г. Штиле). Затем исследования в этом направлении поутихли. Воздорились они вновь лишь в начале 90-х годов прошлого века, что было обусловлено поступлением дополнительного фактического материала, возникновением новых теоретических подходов [3], а также благодаря разработкам в области мезомеханики [2] и механики гранулированных сред [5, 6].

В настоящее время не вызывает сомнения тот факт, что кристаллические породы фундамента в процессе внутриплитного тектогенеза и в эпохи тектонической активизации подвержены значительным структурным и структурно-вещественным преобразованиям. Не составляют здесь исключения и *граниты*, которые – уже после становления в качестве магматических тел – испытывают перемещение в пространстве и формируют «тела протыкания» (холодные кристаллические прорези). Это явление описано в различных регионах Северной Америки, на Урале, в Казахстане, на Кавказе, в Карелии. При этом установлено, что главным структурообразующим механизмом, обеспечивающим 3D подвижность гранитоидов в холодном состоянии, является объемная дезинтеграция и катализ, а формой подвижности – катастическое течение.

В то же время формы проявления деформации и объемного движения кристаллических масс и значение процесса в становлении структуры земной коры изучены далеко не полностью, хотя очевидно, что выявление 3D подвижности кристаллических толщ имеет принципиальное значение для понимания многих вопросов геодинамики консолидированной коры, в том числе – механизмов экскумации пород фундамента и их экспонирования на поверхность Земли. Поведение пород фундамента имеет также существенное значение в контексте изучения механизмов формирования внутриплитных и орогенных седиментационных бассейнов, которые в изучаемых регионах обрамлены выступами фундамента, или та-ковые расположены во внутренних частях впадин. Не лишена проблема и практической значимости, так как стиль тектонической переработки гранитных массивов может определять их потенциальную нефтегазоносность [1, 4]. При изучении структуры гранитоидов Байкальской горной области, Тянь-Шаня и некоторых других регионов были получены новые данные, расширяющие наши знания по этим вопросам.

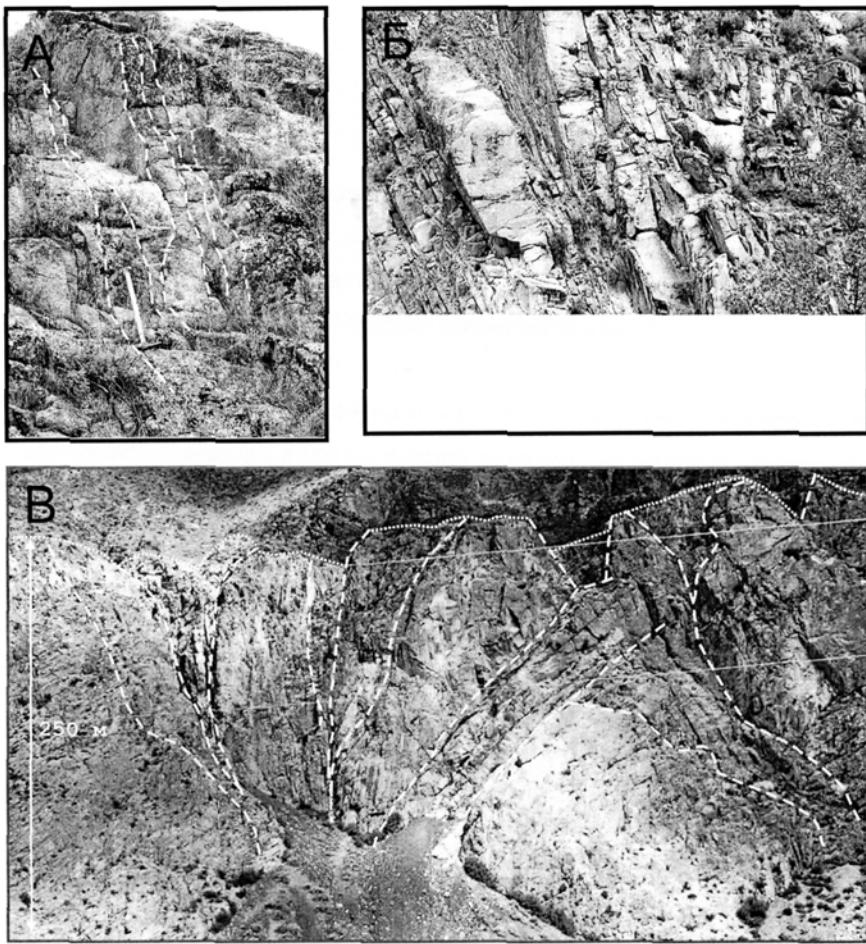
В пределах Байкальского региона как на территории собственно Байкальской складчатой области, так и на прилегающих участках Сибирской платформы широко развиты гранитоиды различного возраста (от архейских до мезозойских). Во многих местах относительно древние граниты приходят в соприкосновение с заведомо более молодыми образованиями, в том числе и с отложениями плитного чехла. В современном рельефе они зачастую слагают положительные морфоструктуры. Такое положение связывают обычно или с выдвижением гранитных массивов в верхние горизонты по системам разломов, или с провесами кровли, или же – в случае отсутствия палеонтологических данных – окру-



**Рис. 1.** Тектоническая структура кварцевых порфиров массива горы Шерловой (Читинская область)

А – панорама массива горы Шерловой, видна куполообразная поверхность массива; Б–В – внутренняя структура кварцпорфиров (структур «слайдов»)

жающим породам приписывается заведомо более молодой, чем у гранитов, возраст, а внедрение рассматривается как интрузивное. Однако наблюдения показывают, что многие гранитные тела обладают рядом структурных особенностей, которые в ряде случаев позволяют трактовать их вывод на дневную поверхность с позиций парадигмы реидной (от «рео» – течь) [4] деформации и 3D подвижности. В докладе рассмотрены формы структурной переработки гранитных массивов, в том числе ранее не описанные в геологической литературе: «веерные» структуры и структуры «слайдов» (рис. 1 и 2), а также показано широкое распространение гранитных холодных протрузий в различных регионах Земли.



**Рис. 2.** Внутренняя структура гранитоидов Северного Тянь-Шаня  
А, Б – структура «слайдов»; В – структура «веера»

Рассмотренный фактический материал по структуре гранитных массивов Байкальской горной области и Тянь-Шаня в совокупности с данными по геологии других регионов Земли и данными из области физики гранулированных сред позволяют сформулировать следующие выводы. **1.** Гранитные массивы Прибайкалья и Тянь-Шаня подвержены интенсивной тектонической переработке в холодном состоянии на плитной и орогенной стадиях развития территорий. **2.** Тектоническая переработка выражена в объемной мега- макро- мезо и микродезинтеграции, брекчировании, катализе минеральных зерен и пр. **3.** Кроме традиционных видов дезинтеграции (кливаж, брекчирование), установлены ранее не опи-

санные виды тектонической переработки: структура «слайдов» и структура «веера». **4.** Объемная дезинтеграция – это форма релаксации напряженного состояния горных масс, которая приводит к потере связности, возникновению гранулярной структуры, уменьшению вязкости. **5.** Все вышеперечисленные причины способствуют возникновению объемной подвижности горных масс, основным механизмом которой является катаклазическое течение в сочетании с другими формами течения (рекидная деформация). **6.** В результате формируются структуры протыкания типа протрузий, а также облегчается общий подъем кристаллических масс фундамента на относительно более высокие уровни земной коры вплоть до дневной поверхности. **7.** Протрузивный механизм – один из способов эксгумации пород кристаллического основания.

Формирование гранитных протрузий и общая объемная деформация воздымающихся гранитных массивов свидетельствуют о мобильности и тектонической активности пород консолидированного слоя земной коры в период ее плитной стадии и стадии внутриконтинентального орогенеза. Процесс происходит в условиях перераспределения горных масс не только по вертикали, но, как явствует из логики развития процесса и физико-математических моделей, и в латеральном направлении.

Работа выполнена в соответствии с задачами Программ ОНЗ РАН № 6 «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы» (проект «Структурно-кинематические и изотопно-геохронологические методы в изучении процесса эксгумации кристаллических комплексов литосферы и верхней мантии») и № 10 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» (проект: «Центрально-Азиатский подвижный пояс на плитной стадии: тектоника консолидированной коры и ее отражение в вулканогенно-осадочном процессе») и при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 04-05-6448).

## Литература

1. Арешиев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. 288 с.
2. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 5-22.
3. Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей геотектоники / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
4. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры и нефтегазоносность кристаллических пород // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 386–390 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).
5. Yaeger H.M., Nagel S.R. La physique de l'état granulaire // Recherche. 1992. V. 23, N 249. P. 1380–1387.
6. Yaeger H.M., Nagel S.R. The physics of granular materials // Physics Today. 1996. April. P. 32–38.

## Проблемы строения и истории развития ложа СЗ Пацифики

Ниже подытожены результаты сейсмостратиграфических исследований на ложе СЗ Пацифики, в основе которых лежал совместный анализ и интерпретация данных бурения [6 и др.] и сейсморазведки МОВ и отчасти МПВ [2–5, 6,7].

*Мезозойско-кайнозойская континентальная платформа Пацифида* как обширная палеосуша заверена сотнями скважин по субаэральным немым лёссам позднего мела – неогена, береговым осадкам, отсутствию Fe-Mn конкреций и др. На сейсмопрофилях опознается по многочисленным бенчам и абразионным плато, переходам суши–море, пластовому строению лёссов и др. По данным ГСЗ 5-слойная кора по мощности (~ 30 км) близка континентальной. Ее подошва полого наклонена от вала Хоккайдо к поднятию Шатского от 33 до 36 км ниже уреза океана. На профилях НСП отметим пологое (2–5°) погружение видимой части слоя 2 к востоку и югу от вала и разлома Хоккайдо, характерное для чехла синеклиз. В строении коры выделим мезозойскую (слой 3 и низы слоя 2) и позднедокембрийскую (верхи слоя 5) трапповые формации, фации раннего Тетиса в слое 4, срыв слоев 1–4 и признаки нефтегазоносности слоев 1,2.

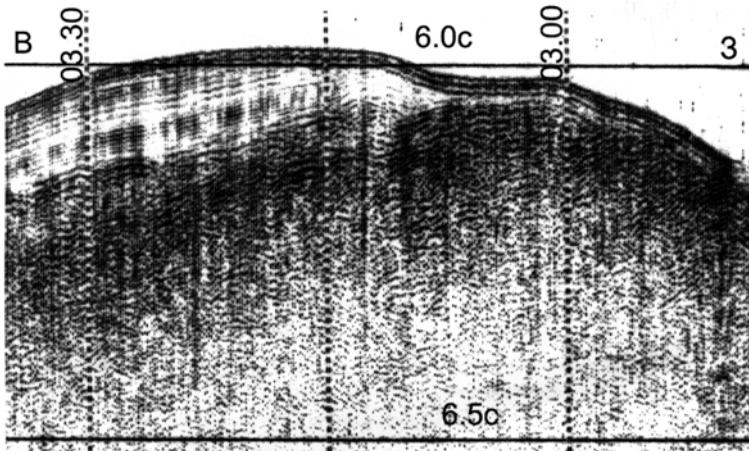
*Эпиконтинентальный Тетис* омывал берега Пацифиды. В скважинах осадки позднего Тетиса подстилают лёссы палеогена–неогена или залегают на одном уровне (поздний мел). Их шельфовый (прозрачная карбонатная толща поздней юры – раннего мела) или прибрежный (контрастный позднемеловой опаковый слой) генезис определяют мелководная макрофауна, береговые осадки, пестрая окраска карбонатов лёссами, выклинивание к краевым поднятиям, переходы суши–море, бенчи, абразионным плато и др.

Осадки Тетиса выполняют платформенные, частично инвертированные, прогибы в СЗ и Восточно-Марианской котловинах с признаками углеводородов (УВ): аномалии типа «залежь» в слое 2 и газовые окна, столбы и нити в слое 1 (новая нефтегазоносная провинция [2]). Их источником являются фации раннего Тетиса, термогенерация которых связана с теплом трения срыва. На Гагаринском абиссальном газовом гиганте коллектором УВ являются известняки, а покрышкой – опаковый слой [2,4].

*Пацифика* в СЗ секторе представлена турбидитами фанов каньонов и контуритами Камчатского мегафана, залегающими несогласно на лёссах. В среднем миоцене – раннем плейстоцене до заложения смежных желобов первые надстраивали внешнее подножие на вале Хоккайдо и поднятии Обручева, а лопасти второго выдвигались мористее [8]. В работах [2\*, 5\*, 6\*] предполагается выход фанов Хуанхэ и Амура на ложе СЗ Пацифики. Бенчи на севере поднятия Шатского (рис.1) и морские

---

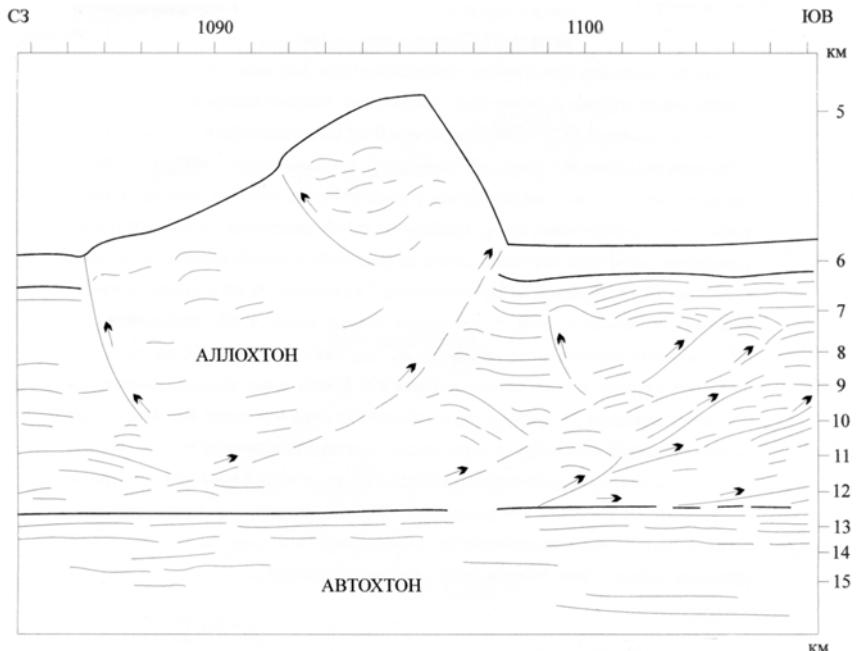
<sup>1</sup> Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия



**Рис. 1.** Фрагмент профиля НСП 4 (НИС «Морской геофизик», 1985) через вершинный бенч (4500 м) на севере инверсионного поднятия Шатского, срезающий неоген-раннечетвертичные осадки ЮВ лопасти Камчатского мегафана [2\*,8]. Координаты ПК 03.00: 40°14,7 с.ш., 163° 42,0 в.д. Вертикальный масштаб – в секундах двойного пробега

овраги с минифанами на юге и пестрые, окрашенные лёссами контуриты котловины Тускарора (Витязя) фиксируют небольшие (до 1–1,5 км) палеоглубины ранней Пацифики и ее заметное углубление в среднем – позднем плейстоцене [2\*,5]

*Дивергентный срыв.* обнаружен по встречным надвигам на профилях МОГТ и НСП по обе стороны от раздвига на унаследованном с позднего докембрия поднятии в районе вала и зоны разлома Хоккайдо [3,7\*\*,9]. С основания сорваны слои 1–4 (аллохтон) чехла платформы Пацифиды, скользящие по уклону деколlementов на глубине 6–7 км под дном к востоку и западу. Т.о. срыв является пластовым, внутрикоровым и гравитационным по природе. Благодаря трению аллохтоны расчешуены надвигами на пластины с моноклиналями во фронте (рис. 2). С трением связаны складчатость слоя 4, термогенерация УВ и его «холодная» гранитизация [5], так как здесь образуются ядра протыкания диапиров, формирующих конические экструзивные холмы, горы и гайоты в бескорневом рельфе зоны срыва. Отметим также асимметрию, разную скорость и неогеновый возраст срыва, инверсию скорости в слое 4 и две эпохи более глубоких срывов, с которыми связан трапповый магматизм мезозоя и позднего докембрия. Последний был ограничен краевым поднятием раннего Тетиса, поэтому срыв произошел, видимо, в кровле глинистой коры выветривания на финальных траппах, бронирующих древний пенеплен [7\*\*] и прорезанных речными долинами (окна в многофазном деколlemente на временном разрезе МОГТ см. в [7\*\*,9]). При его затоплении поднятия в палеозое глины были драпированы базальными конгломератами.



**Рис. 2.** Фрагмент глубинного разреза МОГТ, лучшего в океане по информативности [3], с надвиговой моноклинальной грядой [4,7\*\*]. Его временной разрез см. в [4,7\*\*,9]

Итак, совместная интерпретация данных бурения и сейсмики в [2–7] свидетельствует о смене парадигмы в геологии и тектонике СЗ Пацифики. При этом открываются новые направления и объекты для будущих исследований, например, по тектонике и магматизму пластовых срывов. Точкой отсчета могут стать и рис. 1,2. Так, первый указывает на сдвиг кривой палеоглубин Пацифики [8] с юры к миоцену, а второй – на срыв коры при землетрясении в мае 1995 г., которое разрушило Нефтеярск, построенный на моноклиналях Северо-Сахалинского глубинного разлома.

### Литература

1. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: Факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
2. Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск, 2004. Т. 1. 199 с. (статьи 9,11\*).
3. Ломтев В.Л. Пластовые срывы // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан, 2003. Т. 1. С. 184–185.
4. Ломтев В.Л., Кононов В.Э., Азев В.Н. Новые данные о строении южной части хребта Лорд Хай (Тасманово море) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, №2. С. 17–31.
5. Ломтев В.Л., Патрикев В.Н. Сейсмические исследования ИМГиГ ДВО РАН Северо-Западной Пацифики (1980–2005 гг.) // Вест. ДВО РАН. 2006. №1. С. 59–66.
6. Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. Т. 1. 177 с. (статьи 3,4\*).

7. Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск. 1997. 178 с. (статьи 1,2\*,3\*\*).
8. Хосино М. Морская геология. М.:Недра, 1986. 432 с.
9. Патрикеев В.Н. Тектоническая и литологическая расслоенность коры северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. 72 с.
10. Тектоника плиты Картографов (Тихий океан). М.: Наука, 1988. 88 с.

**В.Л. Ломтев<sup>1</sup>, М.Г. Гуринов<sup>1</sup>**

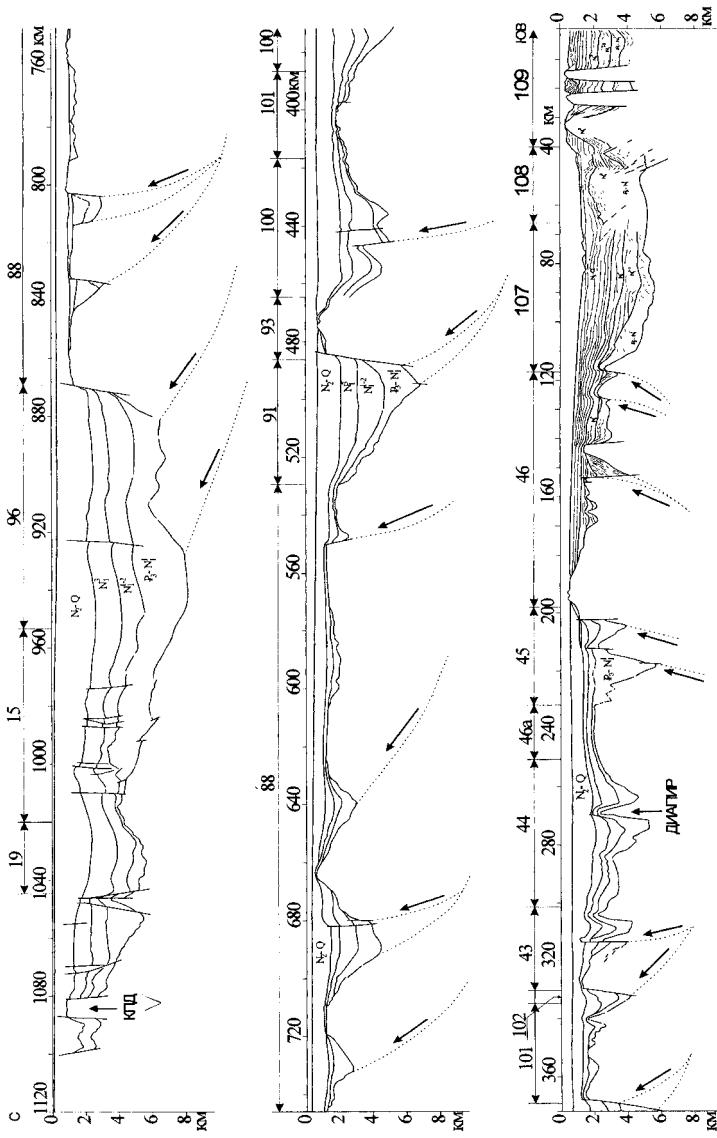
## **Дивергентный срыв в Охотском море**

В этом сообщении представлен новый вариант структурной интерпретации материалов глубинного (интерпретатор В.Н. Патрикеев [1]) и частично временного (интерпретатор Л.С. Чуйко [2]) разрезов МОГТ по профилю 1632 Северные Курилы – поднятие Кони, отработанному ранее трестом «Дальморнефтегеофизика». Он касается Охотского свода, ограниченного в полосе профиля Голыгинским (с востока) и Северо-Охотским (с севера) прогибами (рисунок). Необходимость в его переинтерпретации диктовалась открытием [4] позднечетвертичных структур бокового сжатия в нагаевской толще на южной окраине Магадана. По результатам компьютерного моделирования сжатие направлено с юга, со стороны Охотского моря, что противоречит представлениям о его блоковой рифтогенной тектонике в кайнозое [5,1,2 и др.]. Отметим также, что используемая методика структурной интерпретации данных МОГТ ранее апробирована [3,6–9].

*Моноклинальные гряды акустического фундамента* до сих пор рассматриваются как горсты или поднятия фундамента, ограниченные нормальными сбросами [5,1,2 и др.]. Однако судя по рисунку, в действительности это пластовые либо складчатые моноклинали шириной более 10–20 км с уплощенными, абрадированными сводами, ограниченными разнонаклонными фасами высотой до 5–6 км. По данным МОГТ, в работах [3,6–8] показано, что моноклинали образуются при гравитационном пластовом срыве (аллохтонные пластины и чешуи). Поэтому в разрезе они ограничены малоамплитудными чешуйчатыми надвигами, на выходе обычно осложненными или переходящими во взбросо-надвиги и взбросы (складчатые надвиги Г.Д. Ажгирея [8]).

Положение их сместителей определялось по аналогии с разломами на разрезах МОГТ в [7–9]. Так, фронтальный (подошвенный) надвиг каждой пластины как бы продолжает пологий внешний борт смежного прогиба на глубину. Т.о., судя по стилю дислокаций на рисунке налицо сжатие коры на Охотском своде, связанное с дивергентным срывом. Последний, аналогично таковому в СЗ Пацифики [3,6], определяется по встречным (мегадуплексам), относительно субширотного Кольского про-

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



**Рисунок.** Глубинный разрез МОГТ 1632 [1] с новой структурной интерпретацией уступов Надвиги, взбросо-надвиги и взбросы – точки со стрелками. Цифры – структуры осадочного кайнозоя: 15 – Северо-Охотское поднятие, 16 – прогиб Кони, 43 – Соболевское поднятие, 44 – Колыванский прогиб, 45,45а – прогиб и поднятие Большеречкие, 88 – Центрально-Охотское поднятие, 91,93 – прогиб и поднятие Лебедя, 91а – Линейный прогиб, 96 – Центральный Тынровский (Северо-Охотский) прогиб, 100 – Центрально-Охотский прогиб, 101 – Атласовское поднятие, 102 – прогиб Института океанологии, 107 – Гольгинский прогиб. КПД – Кони-Пьялинская мегадайка [3]. Вертикальный и горизонтальный масштабы – в км

гиба (раздвиг), чешуйчатым разломам сжатия. Раздвиг разделил свод на два аллохтонных мегаблока, медленно расходящихся к северу и югу.

Самой крупной тектонической пластиной его северного блока является Центрально-Охотская мегамоноклиналь шириной 180 км, состоящая из нескольких чешуй. Они, как, впрочем, и другие чешуи этого блока, надвинуты к северу по восстанию дна и кровли фундамента, что возможно лишь при сжатии коры и подтверждает выбор типа разломов на рисунке. Для сравнения: сбросы и скальные оползни обычно развиваются по падению склона и в обстановке растяжения коры [8 и др.].

Со сжатием коры связано и молодое (четвертичное) воздымание некоторых его гряд на 0,5–1,5 км. Оно фиксируется пологими флексурами морских неоген-четвертичных осадков на их склонах. Лучшие примеры – Лебедя и Большерецкая гряды, увенчанные позднеплиоценовыми субаэральными щитовыми вулканами высотой 0,5 и диаметром около 21 км. Тот факт, что амплитуда воздымания меньше высоты гряд указывает на дочетвертичные фазы срыва (неоген, возможно, олигоцен).

*Рамовые полуграбены* в Охотском море прежде не описывались [1,5 и др.]. На рисунке Северо-Охотский и другие компенсированные кайнозойскими субаэральными (палеоген) и морскими (неоген-плейстоцен) осадками прогибы, кроме Кольского, в поперечном сечении асимметричны, что характерно для односторонних грабенов или полуграбенов. Их борта, как правило, лишены лестницы ступенчатых сбросов, характерной, по Г. Клюосу, для рифтограбенов. Особенно это касается высоких и крутых (более 10°) внутренних бортов, к которым прижаты депоцентры прогибов. Судя по стилю дислокаций их, кроме Кольского, следует считать структурами сжатия типа рамового полуграбена. Асимметричное опускание ложа прогибов, по аналогии с желобами Пацифики [3,8], обусловлено весом смежных надвиговых пластин и присутствием пластичных толщ в подстилающем разрезе. В этой связи сопряженные полуграбены и гряды фундамента уместно объединять в покровные тектонопары, маркирующие зону развития дивергентного срыва.

*Молодой одиночный диапир* на Охотском своде впервые обнаружен профилем МОГТ 1632 в Кольском прогибе, где он прорывает низы его кайнозойского осадочного выполнения [2]. В вышележащих, плиоцен-четвертичных, осадках диапир формирует невысокую (180 м) уплощенную брахиантклиналь шириной 6 км. Ее молодой возраст определен по конседиментационному утонению придонных, вероятно четвертичных, осадков от 350 (у подошвы) до 170 м (на своде) (см. временной разрез в: [2]). В рельефе дна (аваншельф) брахискладка не выделяется из-за его эрозии придонными течениями. Почти не заметна она и в аномальных, гравитационном и магнитном полях [2].

Итак, после переинтерпретации профиля МОГТ 1632 в контуре Охотского свода (см. рисунок) можно говорить о его новой, надвиговой (покровной) структуре (модели), связанной с дивергентным гравитационным срывом. Эта модель сменила классическую, грабен-горстовую (рифто-

вую), модель [1,5 и др.], так как объяснила признаки молодого бокового сжатия на окраине Магадана, его направленность (с юга), формирование моноклинальных гряд фундамента и рамповых полуграбенов (тектонопары), ограниченных чешуйчатыми разломами сжатия. Раздвиг в Кольском прогибе разделил свод на два расходящихся аллохтонных мегаблока. Следуя [6], данный срыв в Охотском море можно считать коровым, поскольку граница М (деколlement), по данным ГСЗ и МПВ [1 и др.], полого наклонена в сторону его горного обрамления и сопровождается инверсией пластовой скорости до 0,5 км/с над ней в слое мощностью до 4 км.

### Литература

1. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток, 2004. 160 с.2.
2. Чуйко Л.С., Савицкий В.О. и др. Комплексные региональные геофизические исследования в Охотском море (объект 11/86). Южно-Сахалинск, 1988. 217 с.
3. Ломтев В.Л., Патрикес В.Н. Сейсмические исследования ИМГиГ ДВО РАН в Северо-Западной Пацифики (1980–2005 гг.) // Вест. ДВО РАН. 2006. №1. С. 59–66.
4. Пахомов А.Ю., Лямин С.М. Модель тектонических движений в Магаданской впадине // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан, 2003. Т. 1. С. 253–255.
5. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
6. Ломтев В.Л. Пластовые срывы // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан, 2003. Т. 1. С. 184–185.
7. Ломтев В.Л., Кононов В.Э., Агеев В.Н. Новые данные о строении южной части хребта Лорд-Хэй (Тасманово море) // Тихookeан. геология. 2000. Т. 19, №2. С. 17–31.
8. Ломтев В.Л., Патрикес В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток, 1985. 141 с.
9. Патрикес В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты Тихого океана на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1997. С. 42–64.

---

Н.В. Лубнина<sup>1</sup>, С.В. Богданова<sup>2</sup>

### Восточно-Европейский кратон в мезопротерозое: палеомагнитные свидетельства ротации и сопряженного рифтогенеза

После окончательного образования около 1,8–1,7 млрд лет назад, развитие Восточно-Европейского кратона (ВЕК) шло по-разному на его восточной и западной окраинах [1]. На западе и юго-западе, несколько стадий прироста континентальной коры между 1,7 и 1,0 млрд лет сопровождались интенсивными деформациями сжатия коры, магматизмом и формированием отдельных внутриплитных осадочных бассейнов [2, 3]. В тот же период рифтинг и последующее формирование пассивной окраины характеризовали центральную и, особенно, восточную части кратона [4, 5].

---

<sup>1</sup> Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

<sup>2</sup> Геологический институт Университета г. Лунда, Швеция

Как показывают наши исследования, эти различия геодинамического режима ВЕК в мезопротерозое, могут быть объяснены с точки зрения особенностей его палеогеографического положения и кинематики движения.

В настоящее время в Глобальной палеомагнитной базе данных [6] имеется более 250 единичных определений для палео-мезопротерозоя, часто противоречащих друг другу. Построенная Траектория кажущейся миграции полюса (ТКМП) имеет достаточно сложный вид с множеством «петель», при этом разновозрастные полюса часто совпадают [7]. Согласно этой ТКМП, скорость перемещения ВЕК («Балтики») в отдельные временные интервалы достигала 30–40 см/год. Такая кинематика кратона не находила подтверждение в геологических данных, и в 2000 году были выделены «ключевые» – наиболее надежные – полюса для ВЕК в интервале 2,1–1,0 млрд лет [8]. Однако «ключевой полюс» для интервала 1,58–1,27 млрд лет отсутствует и реконструкции строились исходя из «сintéзированной» ТКМП [8, 9]. При этом, согласно одним реконструкциям, ВЕК располагался к востоку от Лаврентии, а скандинавская окраина была обращена в сторону Гренландии [8]; согласно другой точке зрения, ВЕК располагался в низких широтах северного полушария к западу от Лаврентии, и при этом был обращен к ней своей восточной (в современных координатах) уральской окраиной [9].

Основной задачей проведенных нами исследований было получение новых палеомагнитных данных для интервала 1,5–1,38 млрд лет. В качестве основных объектов для изучения были выбраны магматические породы Приладожья (Республика Карелия) и Башкирского антиклиниория (Южный Урал).

В Приладожье для палеомагнитного изучения были отобраны различные магматические породы: габбро-долерит-монцониты Валаамского силя, потоки базальтов салминской свиты, а также даек двух генераций Сортавальского дайкового поля: высокожелезистых долеритов (сортавалитов), мощность которых достигает 30 метров, и маломощных даек мелкозернистых долеритов. Возраст габбро-долерито-монцонитов Валаамского силя определяется как  $1457 \pm 2$  млн лет [10], а потоков салминских базальтов – как  $1499 \pm 30$  [11]. Дайки высокожелезистых долеритов Сортавальского дайкового поля близки салминским базальтам, что косвенно позволяет считать их того же возраста, т.е. нижнерифейского [12].

Изученные образцы обладают двухкомпонентной намагниченностью и характеризуются преобладанием высокотемпературной компоненты. Менее стабильная среднетемпературная компонента разрушается обычно при  $T=380$ – $440^\circ\text{C}$  и  $<40$  мТл. Монополярная компонента имеет северо-восточное склонение и положительное наклонение. В ряде случаев эта компонента настолько мала, что почти не фиксируется. Наблюдается закономерное уменьшение доли среднетемпературной компоненты от центральной части дайки к эндоконтактовым зонам. Среднее направление среднетемпературной компоненты в современной системе координат ( $\text{Dec}=220^\circ$ ,  $\text{Inc}=-23^\circ$ ,  $K=51,4^\circ$ ,  $\alpha_{95}=5,2^\circ$ ) близко направлению, рас-

считанному с девонского полюса Восточно-Европейского континента. Высокотемпературная компонента выделяется в интервале  $T=450\text{--}590^{\circ}\text{C}$  и при  $>40$  мТл. Выделенная компонента имеет преимущественно северо-восточное склонение и низкое отрицательное наклонение. Лишь в центральных частях даек сортавалитов и в салминских базальтах выделяется компонента, имеющая юго-западное склонение и положительное наклонение. Положительный тест контакта и тест обращения позволяют говорить о первичной природе выделенной компоненты намагниченности.

В качестве второго полигона исследований были выбраны магматические образования (преимущественно дайки и силлы) Башкирского антиклиниория, ассоциирующие со среднерифейской машакской свитой. Для палеомагнитных исследований были опробованы: Главная Бакальская дайка, дайки и силлы в карьере Радостный, а также потоки базальтов на горе Капкаташ и дайки долеритов в Бердяушском карьере. Согласно данным U/Pb датирования, возраст Главной Бакальской дайки составляет  $1384\pm2$  млн лет [13]. Аналогичный возраст ( $1386\pm10$  млн лет) был получен для габбро Бердяушского массива [14].

В результате палеомагнитных исследований было выделено две компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента разрушается обычно при  $250\text{--}360^{\circ}\text{C}$ . Среднее направление этой компоненты близко позднепалеозойскому направлению, рассчитанному с ТКМП Восточно-Европейского континента [15]. Высокотемпературная компонента выделяется в интервале  $T=350\text{--}590^{\circ}\text{C}$ . Основным носителем этой компоненты, исходя из спектра блокирующих температур, является магнетит. Компонента имеет северо-восточное склонение и отрицательное наклонение, лишь в потоках базальтов на горе Капкаташ выделяется компонента юго-западного склонения и положительного наклонения. Тест обращения положительный.

Палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направлений высокотемпературных компонент для двух полигонов ( $\Phi=15,9^{\circ}$ ,  $\Lambda=194,8^{\circ}$ ,  $dp=2,9$ ,  $dm=5,4$  для Приладожья и  $\Phi=4,8^{\circ}$ ,  $\Lambda=177,5^{\circ}$ ,  $dp=4,4$ ,  $dm=8,2$  для южноуральских объектов) могут рассматриваться в качестве «ключевых полюсов» Восточно-Европейского кратона. Они образуют закономерный тренд, согласно которому ВЕК находился в низких широтах южного полушария и испытывал небольшое смещение к югу с одновременным разворотом против часовой стрелки в интервале между 1 499 млн лет (салминские базальты) и 1 384 (Главная Бакальская дайка). Небольшое смещение к югу с одновременным разворотом против часовой стрелки испытывали в это время также Лаврентия [16] и Сибирь [17].

Сопоставление ТКМП для трех базовых континентов позволяет количественно обосновать взаимное расположение этих континентальных блоков в конфигурации палеопротерозойского суперконтинента Нуна/Колумбия. Новые данные позволяют связать мезопротерозойский, нижне-среднерифейский рифтогенез восточного края ВЕК с ротационными движениями в периферической области этого суперконтинента.

## Литература

1. *Gorbatschev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield.// *Precam. Res.* 1993. V. 64. P.3–21.
2. *Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G.* The East European Craton / Encyclopedia of Geology // Eds. R.C. Selley, L.R. Cocks, I.R. Plimer. 2005. V. 2. P.34–49.
3. *Bogdanova S.V., Kheraskova T.N., Postnikov A.V., Volozh Yu.A.* Meso-Neoproterozoic Baltica: interior part and margins // *Magmatism on passive margin of Rodinia (IGSP project 440)*. Ufa. GI UNC RAN, 2003. P. 6–7.
4. *Маслов А.В.* Среднерифейские бассейны седиментации на Русской платформе и Южно-Уральской окраине: Литофациальные черты, палеогеография и главные черты эволюции // Стратиграфия и геол. корреляция. 2000. Т.8, №1. С.17–34.
5. *Хераскова Т.Н.* Значение работ Н.С. Шатского по тектонике древних платформ и их нефтегазоносности в свете современных взглядов // Геотектоника. 2005. №. 4. С. 3–24.
6. *Pisarevsky S.A., McElhinny M.W.* Global paleomagnetic Visual database // EOS, Transactions. 2003. V. 84, N 20.
7. *Damm V., Gendler T.S., Gooskova E.G. et al.* Paleomagnetic studies of Proterozoic rocks from the Lake Onega region, Southeast Fennoscandian shild // *Geophys.J. Inter.* 1997. V 129, N3. P. 518–530.
8. *Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G., Pesonen L.J., Elming S.-A., Abrahamsen N., Bylund G.* Comparising the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles: *Tectonophysics*. 2000. V. 319, N 3. P. 167–198.
9. *Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S., Pisarevsky S., D'Agrella-Filho M.S., Meert J.G., Schmidt P.W., Abrahamsen N., Bylund G.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // *Tectonophysics*. 2003. V. 375, N1/4. P.289–324.
10. *Rämö O.T., Mänttär I., Kohonen J., Upton B.G.J., Luttinen V. et al.* Mesoproterozoic CFB magmatism in the Lake Ladoga basin, Russian Karelia // Fifth dyke conference 31.7–3.8. 2005. Rovaniemi, Finland, 2005. P.41.
11. *Богданов Ю.Б., Левченко О.А., Комаров А.Н., Яковlevа С.З., Макеев А.Ф.* Новый тип нижнерифейских отложений Балтийского щита // Докл. РАН, 1999. Т. 366, № 1. С.76–78.
12. *Vasilieva T.I., Frank-Kamenetsky D.A., Zayanchev A.V.* Dyke complexes as indicators of Late Proterozoic rifting (an example of Sortaval area, NW Ladoga) // 7<sup>th</sup> Zonenshain International Conference on Plate Tectonics. Moscow: Science World, 2001. P.222–224.
13. *Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M.* Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. Ufa, 2006, 54 p. (Geological Sbornicof the Institute of Geology; №5).
14. *Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И., Лепихина О.П., Попова О.Ю., Лепихина Г.А.* Граница нижнего и среднего риффа (Южный Урал):  $1350 \pm 10$  млн лет или древнее? // III Российская конференция по изотопной геохронологии: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 183–188.
15. *Smethurst M.A., Khranov A.N., Pisarevsky S.* Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // *Geophys. J. Intern.* 1998. V. 133. P. 44–56.
16. *Meert J.G., Stuckey W.* Revisiting the Paleomagnetism of the 1.476 Ga St. Francois Mountains Igneous Province, Missouri // *Tectonics*. V. 21, N 2. 2002. P.10.1029/2000TC001265.
17. *Веселовский Р.В.* Сибирская платформа: от Колумбии до Родинии (в свете новых палеомагнитных и изотопных данных) // Материалы XIII Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов». М.: Изд-во МГУ, 2006. Т. 2. С.50.

## **Напряженное состояние северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны по результатам измерений разрывных деформаций в реальной геологической среде**

Изучение напряженного состояния северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) по измерениям трещиноватости в породах разного возраста и состава – логическое продолжение работ, проведенных нами для Тункинского и Баргузинского рифтов [1]. Единый методический подход к сбору данных, реконструкциям и анализу результатов в будущем позволит провести адекватное сопоставление особенностей напряженного состояния разных частей одной из наиболее активных в кайнозое тектонических структур Восточной Сибири. В общих чертах поля напряжений северо-восточного фланга БРЗ охарактеризованы в работе [2], из которой следует, что среди стресс-тензоров, полученных по разрывам со штрихами скольжения, превалируют режимы сдвига и сдвига с растяжением, а среди стресс-тензоров, полученных по механизмам очагов землетрясений, превалируют режимы растяжения и растяжения со сдвигом. За последние годы нами были получены новые данные по разломам и трещиноватости изучаемого региона, которые позволили существенно расширить базу данных стресс-тензоров по сравнению с приведенной в работе [2]. Для 72 точек наблюдений (т.н.), расположенных вдоль трассы БАМ, реконструировано 80 решений (рисунок, фрагмент А). 47 из них задокументировано в осадках позднего кайнозоя, главным образом в плейстоцен-голоценовых валунно-галечных и обломочных отложениях, песках, супесях и суглинках. Остальные – в породах докайнозоя, представленных гранитами, гранито-гнейсами, сланцами, диоритами, габбро и габбро-диабазами.

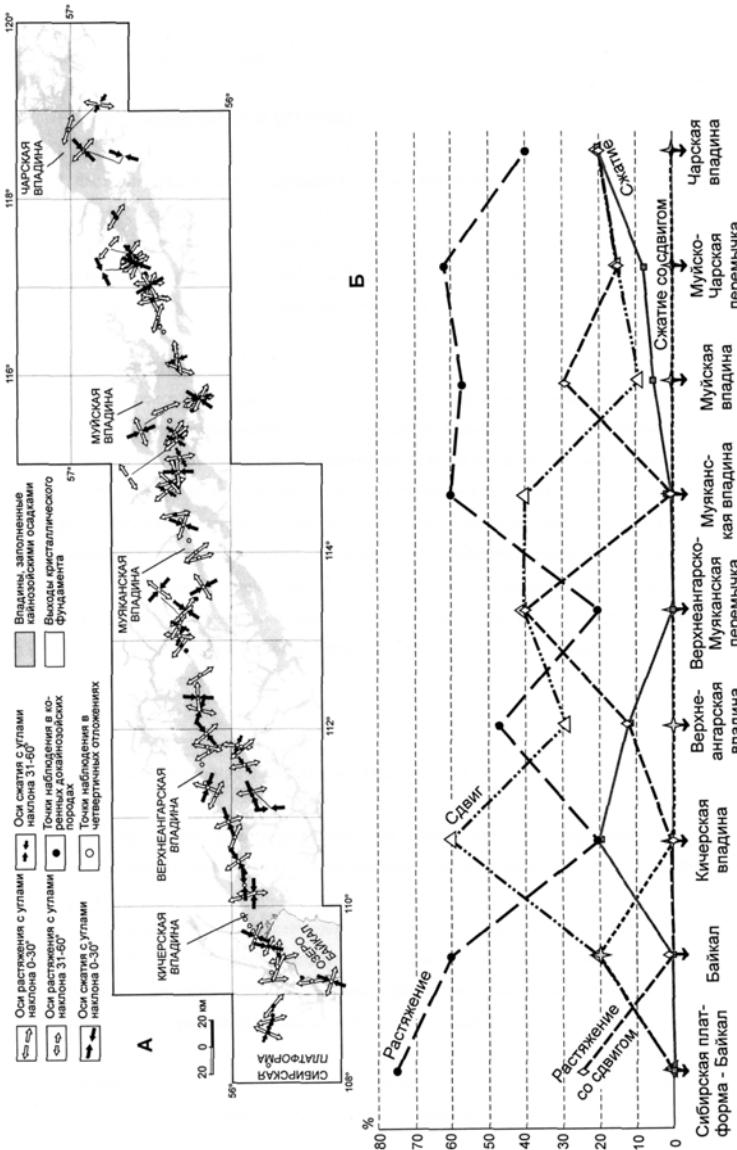
Как и для других частей БРЗ, для выявления сопряженных систем разрывов и реконструкции полей напряжений базовыми были известные в России методы П.Н. Николаева и М.В. Гзовского, которые для некоторых т.н. были дополнены кинематическим методом [3], а также анализом поясов трещиноватости В.Н. Даниловича.

Традиционно примененному ранее подходу [1], были рассчитаны процентные вклады полей напряжений разных типов в разрывную структуру северо-восточного фланга БРЗ. Из всех полученных решений 51 % отвечает растяжению, 18 % – растяжению со сдвигом, 23 % – сдвигу, 1 % – сжатию со сдвигом и 7 % – сжатию. Приведенное соотношение полей напряжений разных типов характерно в целом для изучаемой площади, но оно различается для различных частей северо-восточного фланга (см. рисунок, фрагмент Б).

Так, растяжение доминирует на сегменте Сибирская платформа – Байкал протяженностью примерно 50 км и вдоль побережья озера, в Верх-

---

<sup>1</sup> Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия



**Рисунок. Поля напряжений земной коры северо-восточного фланга БРЗ по результатам измерений и анализа трещиноватости**  
**А – схема с решениями о поле напряжений; Б – график, отражающий соотношение полей напряжений разных типов для разных частей северо-восточного фланга**

неангарской, Муйканской, Муйской и Чарской впадинах, а также в Муйско-Чарской перемычке. В Кичерской впадине существенно превалируют сдвиговые деформации. Их значительный вклад отмечается и в Муйканской долине. В пределах Верхнеангарско-Муйканской межвпадинной перемычки в равной степени проявлены поля напряжений сдвига и растяжения со сдвигом, а растяжение существенно меньше. Изменения соотношений полей напряжений разных типов вдоль северо-восточного фланга БРЗ приведены на фрагменте Б. На основании этих результатов можно сделать вывод об активном разрастании узкой Муйканской впадины и разрушении Муйско-Чарской перемычки за счет сбросов преимущественно по ВСВ-ЗЮЗ разломам. В пользу этого свидетельствуют также морфологические признаки: со стороны юг-юго-восточных бортов рек Муйкан и Сюльбан четко выражены сбросовые фасеты. Сжатие и сжатие со сдвигом проявлено в т.н. 7 (см. фрагмент А), причем не только в докайнозойских породах, но и в плейстоцен-голоценовых осадках. Этот факт еще раз подтверждает, что в областях растяжения и транстенсии проявления локального сжатия в один и тот же временной период закономерны.

Ориентировка субгоризонтальных осей растяжения находится преимущественно в северо-западных румбах, что согласуется с общеизвестными данными для северо-восточного фланга и в целом для всей БРЗ. Максимумы на розе-диаграмме для всех решений растяжения, растяжения со сдвигом и сдвига приходятся на интервалы 290–300°, 310–330°, 340–360°. Разделение данных в зависимости от возраста не дало существенных различий. Большинство субгоризонтальных осей растяжения, реконструированных по замерам трещин в позднекайнозойских отложениях, простираются в интервалах 290–300°, 320–330°, 340–20°, в докайнозойских породах – в интервалах 290–320°, 340–360°. Это еще раз свидетельствует о том, что, делая статистический замер «свежих на вид» сколовых трещин в докайнозойских породах, мы фиксируем главным образом результат последних деформаций, т.е. вновь образованные или активизированные разрывы [1]. Анализ осей растяжения с углами наклона до 30° в механизмах очагов землетрясений за период с 1957 по 1999 гг., доступных в публикациях иркутских сейсмологов, также показывает преобладание ориентировок между 290° и 360° с наиболее проявленными максимумами в интервалах 290–300° и 310–340°.

Количество известных для изучаемой площади механизмов очагов землетрясений (132) позволило также рассчитать процентные вклады полей напряжений разных типов в разрывную структуру северо-восточного фланга БРЗ. Результаты показывают, что 61 % всех доступных для анализа решений отвечает растяжению, 22 % – растяжению со сдвигом, 1 % – сдвигу, 4 % – сжатию со сдвигом, 5 % – сжатию и 7 % – неопределенному типу, когда обе оси сжатия и растяжения имеют углы наклона более 30° по отношению к горизонту. Таким образом, за исключением полей напряжений сдвигового типа, процентные вклады, рассчитанные по геоло-

го-структурным и сейсмологическим данным очень близки, что определенно свидетельствует об относительной стабильности напряженного состояния регионального уровня на северо-восточном фланге БРЗ на протяжении плейстоцена–голоцен и современного этапа. Что касается сдвиговых деформаций, которые фиксируются в трещиноватости, но редко отражаются в сейсмических событиях, то здесь, как и для Баргузинского разлома, можно предположить следующее.

Значительное несоответствие указывает либо на ослабление сдвиговых деформаций на современном этапе, либо на неспособность геологогеофизической среды в этом районе накапливать напряжения, которые могли бы реализоваться по типу сдвига в виде ощутимого землетрясения. В последнем случае такие напряжения могут разряжаться путем малоамплитудных сдвиговых смещений, не превышающих первые сантиметры, что можно наблюдать только в трещиноватости.

Проведенное исследование подтвердило некоторые ранее известные выводы для северо-восточного фланга БРЗ о превалировании СЗ-ЮВ растяжения и растяжения со сдвигом на современном этапе [2]. В то же время, оно позволило установить, что значительных изменений напряженного состояния с позднего кайнозоя, т.е., по-видимому, на протяжении всего развития впадин северо-восточного фланга, формирование которых началось не ранее 7 млн лет назад [4], не было. Можно лишь допустить некоторое ослабление сдвиговых деформаций на современном этапе. Существуют локальные вариации в ориентировках и углах наклона главных нормальных осей напряжений, которые характерны и для других районов БРЗ, а также пространственные изменения соотношений полей напряжений разных типов для разных частей северо-восточного фланга.

Работа выполнена при поддержке проектов СО РАН № 134 Лаврентьевского конкурса и № СО РАН-2006-6.13, проекта РФФИ № 04-05-64148 и гранта INTAS № 05-109-4383.

### Литература

1. Лунина О.В. К вопросу о пространственно-временных вариациях напряженного состояния земной коры в зонах активного тектогенеза // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли:. В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 396–399. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. Парфееев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.А. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 14–28.
3. Yamaji A. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data // J. Struct. Geol. 2000. V. 22. P. 441–452.
4. San'kov V., Deverchere J., Gaudemer Y. et al. Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia // Tectonics. 2000. V 19, N 4. P. 707–722.

## **Оценка сейсмической опасности: развитие стратегии и проблемные вопросы**

При оценке сейсмической опасности в мировой практике рассматриваются данные сейсмологических, геофизических, гидрохимических наблюдений и результаты их обработки, выделяются по оригинальным методикам предвестники сильных землетрясений, формируются комплексные долгосрочные, среднесрочные и краткосрочные прогнозы. В России, пожалуй, наибольший успех в исследованиях, связанных с оценкой сейсмической опасности, достигнуты сотрудниками ОИФЗ РАН (<http://www.ifz.ru/old/Ifz/Optksz.html>) и Камчатским отделением Федерального центра прогнозирования землетрясений (<http://kbgs.kscnet.ru>). В США и Европе оценке сейсмического риска уделяется огромное внимание, чему способствует широкое внедрение новейших сейсмологических станций и пунктов различных мониторинговых наблюдений. Широко распространены в мире палеосейсмогеологические исследования, направленные на выявление палеосейсмодислокаций, определение их длин и амплитуд смещений по ним для определения магнитуд ( $M$ ) землетрясений. Основными результатами исследований являются карты сейсмического риска и сейсмического районирования различной степени детальности, отражающие интенсивность сотрясений ( $I$ ), а также схемы долгосрочного и среднесрочного прогноза землетрясений.

Современная и наиболее полная методология сейсмического районирования и оценки сейсмической опасности изложена В.И. Уломовым и Л.С. Шумилиной [1]. В результате их исследований, а также работ многих других коллективов научно-исследовательских институтов РАН создан комплект карт общего сейсмического районирования ОСР-97, которые утверждены в качестве нормативных документов, обеспечивающих рациональное землепользование и сейсмостойкое строительство в стране [1]. В основу сейсмического районирования положено выявление сейсмоопасных геологических структур и изучение их сейсмогеодинамического режима для оценки сейсмического эффекта, создаваемого на поверхности. Они, по своей сути, представляют зоны возникновения очагов землетрясений, и их идентификация является самой сложной и ответственной, поскольку от этого зависит надежность всех последующих построений [1]. Однако, если при ОСР выявление таких структур не представляет значительной проблемы, так как многие крупнейшие сейсмоактивные зоны уже известны, особенно после проведения исследований, связанных с составлением карт ОСР-97, то при детальном сейсмическом районировании и микросейсморайонировании необходимо дополнительное изучение площади с целью обнаружения сейсмоактивных разломов более низкого ранга и определения их параметров. По-

<sup>1</sup> Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

этому, развивая существующую методологию [1] и другие подходы [2], касающиеся прогноза землетрясений, мы предлагаем новую теоретическую разработку, касающуюся оценки сейсмической опасности, связанной с активизацией разломов и блоков в постоянно действующем и изменяющемся поле напряжений. Она могла бы применяться, начиная с масштаба 1: 1000 000 и крупнее.

Активные разломы являются элементами разломно-блоковой среды, которая при энергетическом воздействии на нее приходит в неустойчивое динамическое состояние. Следовательно, движения по одному разлому вызывают движения по другим близлежащим разрывным нарушениям, происходят перераспределение напряжений в земной коре и повторные толчки. Также известно, что наибольшие амплитуды волн проявляются, когда сейсмические колебания распространяются вдоль тектонических структур, наименьшие – при пересечении крупных разрывных нарушений [3].

Отталкиваясь от этих представлений, предлагаем в качестве первого этапа исследований, связанных с оценкой сейсмической опасности, проводить изучение разломно-блокового строения и напряженного состояния необходимой площади. Результатом таких работ должны быть карты разломно-блокового строения и полей напряжений, составленные для позднекайнозойского этапа развития, главным образом плейстоцена и голоцен. Такие карты построены нами для Баргузинского рифта, а также для юго-западного и северо-восточного флангов Байкальской рифтовой зоны. Они дают знание о тектонических неоднородностях исследуемой среды, общем региональном напряженном состоянии и возможных локальных пространственно-временных вариациях полей напряжений, которые могут возникать и в результате землетрясений.

Вторым важным этапом исследований является выявление на базе составленных карт разломно-блокового строения тех активных разломов, которые могут быть сейсмогенерирующими или представлять реальную опасность при строительстве народнохозяйственных объектов даже в пределах слабосейсмичных территорий. На примере Баргузинского рифта, нами был разработан комплексный подход к количественной оценке степени активности разрывных нарушений, который основан на составлении базы данных, состоящей из двух основных разделов: 1) общие сведения о разломах и их важнейших параметрах и 2) различные признаки их активности, за которые в зависимости от их значимости присваиваются экспертные оценки. Последние были выведены эмпирическим путем.

На основании полученных экспертных оценок для разломов Баргузинского рифта было выделено пять степеней активности: слабая (1–5 баллов), средняя (6–10 баллов), повышенная (11–20 баллов), высокая (21–30 баллов), аномально высокая (более 31 балла). Согласно проведенным расчетам, только 10 из 279 рассмотренных структур в изученном регионе обладают повышенной и высокой степенью активности и представляют ре-

альную сейсмическую опасность, а именно: могут генерировать землетрясения высоких магнитуд. Остальные дизьюнктивы, по нашему мнению, в зависимости от их расположения по отношению к очагу землетрясения будут служить в основном либо экраном, либо проводником для распространения сейсмических волн, усиливая или уменьшая их воздействие на геологическую среду. Движения по таким разрывам могут вызывать землетрясения, однако значительно меньшей силы. Поэтому, они не должны представлять большой угрозы для населения.

Третий обязательный этап исследований, связанный с оценкой сейсмической опасности, должен включать моделирование вероятностного поведения разломно-блоковой среды и изменения ее напряженного состояния в ответ на крупное сейсмическое событие, вызванное движениями по единичному сейсмоактивному разлому. Каждая модель при заданных параметрах сейсмогенерирующего разлома,  $M$  землетрясения и предполагаемом местоположении его эпицентра должна по возможности описывать следующее: интенсивность сотрясений в окружающем пространстве, которая зависит от пространственного положения разломов по отношению к очагу землетрясения; фокальный механизм основного толчка и локальные изменения напряженного состояния; оценку постсейсмических смещений по другим близлежащим разрывным нарушениям, а также возможные разрушения в зависимости от застройки исследуемой территории.

Определение места и энергии ожидаемого землетрясения в зоне сейсмогенерирующего разлома можно оценить, исходя из методических предпосылок, описанных в [2], и уравнений в [4], что и было сделано для Шаманской кулисы Баргузинского разлома, обладающей высокой степенью активности. По геолого-структурным и сейсмологическим данным уверенно предполагается сбросовый механизм моделируемого землетрясения с  $M = 7,6$  и  $I = 11$  в эпицентре, рассчитанной по формуле в [5] при средней глубине очага для Прибайкалья 15 км. Локальные изменения напряженного состояния могут выражаться в проявлении сдвиговых полей напряжений, связанных со смещениями по поперечным по отношению к основному дизьюнктиву нарушениям. При этом субгоризонтальная ось растяжения будет постоянно иметь северо-западное простижение. Согласно мировой статистике [4], подвижки по сбросам в зонах растяжения могут происходить при землетрясениях с  $M \geq 4,4$ , т.е. в эпицентральной зоне с  $I \geq 6$ , а по сдвигам в зонах растяжения – при землетрясении с  $M \geq 6,3$ , т.е. при  $I = 9$ . Таким образом, зная распределение изосейст от основного толчка, можно предполагать, в пределах какой площади проявятся смещения по другим ближайшим разрывам, оценить их кинематику исходя из знаний о напряженном состоянии среды, а по уравнениям [4] оценить величины подвижек по ним.

Однако основная проблема в предлагаемом алгоритме моделирования заключается в том, что в мировой практике не существует уравнений, которые давали бы статистическую поправку, учитывающую влия-

ние разломов на распространение сейсмических колебаний. Для этого необходимы специальные исследования в пределах районов с детально изученной разломно-блоковой тектоникой, основанные на теоретических представлениях и наблюденных фактах. В первом приближении, имея такие значения, как  $I$  ( $I_0$ ) в эпицентре (зачастую выведенную из  $M$ ), разницу между теоретически рассчитанной и наблюденной  $I$  ( $\Delta I$ ) в некоторой точке на удалении от эпицентра и количество разломов между эпицентром и этой точкой ( $n$ ), т.е. пересекаемых сейсмической волной под углом  $90^\circ \pm 20^\circ$ , можно вывести зависимость и получить необходимую поправку. Таким образом, при разработке данного вопроса с применением математического аппарата и программирования можно моделировать сценарий любого землетрясения и его последствий, закладывая в первоначальные условия среды не только тектонические неоднородности, но и грунтовые условия, а также другие параметры, влияющие на интенсивность сотрясений.

Работа выполнена при поддержке проектов Президента РФ № МК-1645.2005.5 и № 134 Лаврентьевского конкурса СО РАН.

### Литература

1. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Сейсмогеодинамика и вероятностное сейсмическое районирование Северной Евразии // Геофизика на рубеже веков: Избр. Тр. ученых ОИФЗ РАН. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 216–252.
2. Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.
3. Солоненко В.П., Николаев В.В., Семенов Р.М. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмогеология и сейсмическое районирование. Новосибирск: Наука, 1985. 192 с.
4. Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 9. С. 1389–1398.
5. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 535 с.

## **Содержание**

<i>Авсяюк Ю.Н., Суворова И.И.</i> Фактическое обоснование цикличности хода приливной эволюции системы Земля–Луна–Солнце.....	3
<i>Агатова А.Р., Непор Р.К.</i> Новый подход к оценке палеосейсмичности и сейсмогенных изменений рельефа горных стран.....	6
<i>Алисова Е.А.</i> Нуммулитовая банка и палеогеография эоценового моря Крыма.....	10
<i>Андреев Г.П., Милюев М.И., Аксенов В.В., Бюнау Е.К.</i> Системное отображение планетарной «виброгеодинамики» в геологическом строении и газонефтеносности Ямала (технологические следствия)...	14
<i>Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В.</i> Мантийные плюмы: уровень генерации и механизм передачи энергии к поверхности Земли .....	18
<i>Артюшков Е.В.</i> Образование глубоких осадочных бассейнов вследствие фазовых переходов в нижней коре. Южно-Каспийская впадина .....	21
<i>Архангельская В.В.</i> Новые данные о раннепротерозойской кризисной эпохе в истории западной части Алдано-Станового щита, Олекминская гранит-зеленокаменная область.....	24
<i>Архипова Е.В.</i> Метод сравнительного анализа долговременных вариаций сейсмичности как инструмент для выявления режима и характера современных геодинамических процессов .....	29
<i>Астафьев Д.А.</i> Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли .....	31
<i>Астафьев Д.А.</i> Экстремальные состояния геодинамики Земли.....	36
<i>Базилевская Е.А., Тевелев А.В., Георгиевский Б.В.</i> Образование структурных дуг как результат новейших поддвиговых деформаций (на примере восточного склона Южного Урала).....	39
<i>Бакиров А. Б.</i> Главнейшие структуры Земли и источники энергии геодинамических процессов .....	43
<i>Балашов Ю.А.</i> Важнейшее значение древнейшего геологического этапа дифференциации Земли для геодинамической, тектонической и геохимической реконструкции архейской – фанерозойской истории корообразования.....	46
<i>Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.</i> Основные этапы эволюции полей тектонических напряжений литосферы северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы.....	47
<i>Баренбаум А.А.</i> Вклад галактических воздействий в энергетику тектоногенеза.....	51
<i>Баренбаум А.А.</i> Ранняя геологическая история и эволюция строения Земли: как их изучать? .....	55

<i>Баркин Ю.В.</i> Механизм тектонической активности Земли: глубинная геодинамика, ее современные проявления.....	59
<i>Барышев А.Н.</i> Тектогенез как следствие синергии гравитационных, ротационных сил и градиентного температурного поля Земли на разных иерархических и глубинных уровнях .....	63
<i>Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К., Сафонов И.В.</i> Глубинная геоэлектрическая модель рамповой структуры Чуйской впадины Горного Алтая по данным магнитотеллурических зондирований.....	67
<i>Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарыцков А.А.</i> Кёкёмерен-Минкушская зона как проявление транспрессии в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня.....	70
<i>Беленович Т.Я., Кутинов Ю.Г.</i> Новейшая и современная геодинамика Севера Евразии.....	73
<i>Белявский В.В., Егоркин А.Н., Золотов Е.Е., Бердичевский М.Н., Бугаенко И.В., Бурахович Т.И., Каримов К.М., Кулик С.Н., Сибгатуллин В.Г., Шумлянская Л.А.</i> Сейсмоэлектрические параметры тектоносферы Евразийского складчатого пояса.....	79
<i>Беляев Е.В.</i> Типизация архейских зеленокаменных поясов.....	82
<i>Бобров А.М., Боброва Н.Ю.</i> Учет теплогенерации в мантии в модели суперконтинентального цикла.....	85
<i>Богданова С.В.</i> Восточно-Европейский Кратон: от палеопротерозойской Нуны к мезопротерозойской Родинии .....	88
<i>Божко Н.А.</i> Суперконтиненты в истории Земли	91
<i>Борняков С.А., Черемных А.В., Трусков В.А., Дзюба И.А., Терентьев Ю.А.</i> Структурно-динамические критерии диагностики разрывных диссипативных структур зон разломов.....	96
<i>Борняков С.А., Шерман С.И., Черемных А.В., Терентьев Ю.А.</i> Особенности эволюционной динамики нестационарной сети разрывов в зонах крупных разломов (по результатам физического моделирования) .....	101
<i>Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П.</i> Стадии континентального рифтогенеза на примере Урало-Сибирской области, Аппалачей Австралии.....	105
<i>Брянцева Г.В., Хубаева О.Р.</i> Новейшие деформации северной части острова Парамушир.....	109
<i>Булгатов А.Н.</i> Проблема «Древнего темени Азии» Зюсса-Обручева в свете современных данных.....	111
<i>Буслов М.М., Де Граве И.</i> Мезозой-кайнозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: модель формирования внутриконтинентальных орогенов.....	117
<i>Буш В.А., Казьмин В.Г.</i> Рифейская стадия развития внутристранственной «безгранитной» Прикаспийской впадины....	119

<i>Буши В.А., Писаренко Ю.А.</i> Пермский «мессинский кризис» в Прикаспийской впадине: погребенные подводные каньоны в кровле подсолевых отложений.....	123
<i>Васильев Н.Ю., Мострюков А.О.</i> Особенности рудолокализующих условий деформации геологической среды в характеристиках тектонических полей напряжений.....	126
<i>Веселовский Р.В.</i> Новые палеомагнитные и изотопные данные по мезопротерозойским объектам Сибирской платформы и их тектоническая интерпретация.....	130
<i>Вигинский В.А.</i> Некоторые особенности новейшего орогенеза в Горном Крыму.....	134
<i>Вигинский В.А.</i> Тектоногенная (деформационная) зонность – ключевой фактор нефтегазонакопления в осадочных бассейнах (на примере Азово-Черноморского региона) .....	139
<i>Викулин А.В., Водинчар Г.М.</i> Тектонические процессы как «вихревые» решения проблемы Дирихле для Земли.....	142
<i>Витязев А.В., Печерникова Г.В.</i> Происхождение и динамика примитивных геосфер.....	145
<i>Врублевский В.В., Гертнер И.Ф.</i> Эволюция щелочного мафит-ультрамафитового и карбонатитового магматизма на окраине Сибирского палеоконтинента.....	147
<i>Гамкрелидзе И.П.</i> Тектоника плит и тектоническая расслоенность литосферы - основополагающие концепции развития внешних оболочек Земли (на примере альпийского Средиземноморского пояса)...	151
<i>Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Николаев В.Г., Нагорный М.А.</i> Восточно-Европейская платформа: пространственная диссимметрия позднепротерозойских тектонических событий.....	154
<i>Гатинский Ю.Г., Булов С.В., Владова Г.Л., Романюк Т.В., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С.</i> Дискретность строения литосферы континентов на границах плит .....	160
<i>Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заяц Л.Н.</i> Сейсмотомография Евразии.....	163
<i>Гесь М.Д.</i> Террейновая структура и геодинамика каледонид Тянь-Шаня: Обозрение.....	167
<i>Гильманова Г.З., Подгорный В.Я.</i> Литосфера о-ва Тайвань по результатам гравитационного моделирования.....	170
<i>Гиоргобиани Т.В.</i> Особенности структурообразования некоторых коллизионных орогенов (на примере Большого Кавказа).....	174
<i>Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П.</i> О механизмах образования листрических разломов.....	178
<i>Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазужабзов А.М., Диценко А.Н., Скляров Е.В.</i> Сибирский кратон - полигон для анализа проблем становления и распада суперконтинентов докембраия.....	182

<i>Глевасский Е.Б.</i> Модель строения и формирования кристаллического фундамента Украинского щита.....	185
<i>Глуховский М.З.</i> Влияние ротационного фактора на размещение мантийных плюмов и структуру связанных с ними гигантских радиальных роев мафических даек докембрая.....	189
<i>Говорова Н.Н., Загубный Д.Г.</i> Современные и неотектонические деформации земной поверхности в горном обрамлении Чуйско-Курайской зоны (Горный Алтай) .....	192
<i>Гончаров М.А.</i> Конвективный механизм перехода от пассивного к активному рифтогенезу.....	195
<i>Гончаров М.А., Рожин П.Н., Селезнева Н.Н.</i> Плечи активных континентальных рифтов как результат компенсационного «листрического» сжатия.....	198
<i>Гранник В.М.</i> Формирования геологической структуры южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое.....	201
<i>Гранник В.М.</i> Формирование континентальной земной коры фанерозойских складчатых поясов .....	205
<i>Грановский А.Г., Зелеников Г.В.</i> Основные черты геодинамического развития юга Восточно-Европейской платформы в докембреи (территория Ростовской области) .....	209
<i>Греков И.И., Прудкий Н.И., Лаврищев В.А., Энна Н.Л.</i> Эволюция Северо-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса.....	212
<i>Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.</i> Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в зонах нетрансформных смещений осей спрединга.....	216
<i>Диденко А.Н., Козаков И.К.</i> Положение Дзабханского микронтинента и Сибирского кратона в структуре палеопротерозойского суперконтинента.....	219
<i>Дмитриева Е.В.</i> Изучение тектонической деформации сейсмоактивных областей по данным о механизмах очагов землетрясений.....	222
<i>Добрецов Н.Л., Колчанов Н.А., Суслов В.В.</i> Ранние этапы эволюции геосфера и биосфера.....	225
<i>Довбнич М.М.</i> Аномалии геоида и напряженно-деформированное состояние тектоносферы, обусловленное нарушением геоизостазии.....	226
<i>Докукина К.А., Конилов А.Н., Макарова А.В., Воронцова В.П.</i> Внутреннее строение и минеральные преобразования базитовых даек Гридинского дайкового поля (Северная Карелия, Беломорский подвижный пояс) .....	231
<i>Еганов Э.А., Молчанов В.И., Параев В.В..</i> Космическая предопределенность становления планеты и развития земного вещества. ....	233

<i>Епифанов В.А.</i> Метроном планеты Земля – геогалактические пульсации .....	237
<i>Ермаков В.А.</i> Вероятная эволюция тектонических процессов в связи с тепловой историей Земли.....	241
<i>Жабин А.В.</i> Ультрадисперсные модификации минеральных фаз как индикаторы катастрофических событий в истории Земли.....	245
<i>Жимулов Ф.И.</i> Метаморфические террейны сверхвысоких давлений (ÜHРМ) – результат субдукции и эксгумации фрагментов континентальной коры (современное состояние проблемы) (Молодежная секция) .....	249
<i>Жирнов А.М.</i> Концепция космоядерного образования и эволюция Земли.....	252
<i>Зайцев В.А., Зайцев А.В.</i> Опыт разномасштабного структурного 3D моделирования Талдинской синклинали (Южный Кузбасс).....	255
<i>Злобин Т.К., Полец Ю.А., Гуреев Р.Г.</i> Модель строения и формирования Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны .....	258
<i>Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазуказов А.М.</i> Механизм образования островных дуг, геодинамика восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и проблема Палеоазиатского океана.....	262
<i>Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н., Кормильцев В.В., Клец А.Г., Ерохин Ю.В.</i> Модели строения и формирования складчатых поясов и смежных осадочных бассейнов (на примере Урала и Западной Сибири) .....	266
<i>Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.</i> Структура литосферной мантии области сочленения Тихоокеанского и Восточно-Азиатского складчатых поясов.....	271
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.</i> Особенности современной геодинамики северо-востока Азии и Аляски.....	274
<i>Казанский Б.А.</i> Анализ энергетики эволюции океанов.....	279
<i>Казьмин В.Г.</i> Эпохи растяжения и сжатия на окраинах океана Тетис как следствие перестроек на удаленных границах литосферных плит.....	284
<i>Карабанов А.К., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е.</i> Неогеодинамическая стадия развития запада Восточно-Европейской платформы: сопряженность внутри- и окраинно-плитных процессов.....	288
<i>Кирилюк В.П.</i> Геотектоническая периодизация раннего докембрия.....	292
<i>Кирилюк В.П.</i> Формирование раннедокембрийского фундамента древних платформ (концепция кратоногенеза).....	296
<i>Кисин А.Ю.</i> Эволюция общекоровой складчатости мобильных поясов.....	300
<i>Клавдиева Н.В.</i> Особенности эволюции краевых прогибов Предкавказья.....	304

<i>Ключевский А.В.</i> Бифуркации (катастрофы) напряжений в литосфере Байкальской рифтовой системы .....	306
<i>Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Акинин В.В., Гурбанов А.Г., Евдокимов А.Н., Кудряшова Е.А., Певзнер М.М., Пономарева В.В., Сахно В.Г., Ступак Ф.М.</i> Закономерности проявления новейшего вулканализма Северной Евразии – по результатам анализа карты новейшего вулканализма континента.....	311
<i>Козловский В.М., Корпечков Д.И., Аранович Л.Я.</i> Новые находки эклоритизированных базитов в Беломорском подвижном поясе и возможная интерпретация их генезиса.....	315
<i>Колодезников И.И., Пинуева З.Б.</i> Стадийность формирования среднепалеозойской Сетте-Дабанской рифтовой зоны восточного обрамления Сибирской платформы.....	318
<i>Колодезников И.И., Рукович В.Н.</i> Палеозойский магматизм Индигиро- Колымского региона.....	320
<i>Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г.</i> Структуры горизонтального перемещения юго-восточной части Балтийского щита.....	324
<i>Конищев В.С.</i> Взаимосвязь цикличности тектогенеза, нафтогенеза и галогенеза.....	328
<i>Конищев В.С.</i> Роль инверсии плотности и пластиичности в тектогенезе....	332
<i>Константиновская Е.А., Харрис Л., Пулан Дж., Иванов Г.М., Фурнье Т.</i> Влияние тектонических неоднородностей фундамента на эволюцию инверсионных структур во фронте орогенных поясов: результаты физического моделирования.....	336
<i>Kopp M.Л.</i> Кайнозойская внутриплитная деформация Северной Евразии как результат альпийского тектогенеза на границах Евразийской литосферной плиты.....	339
<i>Короновский Н.В.</i> Влияние космических факторов на геосферу твёрдой Земли.....	343
<i>Кочемасов Г.Г.</i> Земля как одна из планет.....	346
<i>Красный Л.И.</i> Ангулярная тектоника и ее минерагеническое значение....	350
<i>Кременецкий А.А., Алексеева А.К., Скрябин В.Ю.</i> Строение, эволюция и минерагения древних шовных структур коры по данным исследований на геотраверзах и научного бурения.....	355
<i>Кременецкий А.А., Ненахов В.М., Скрябин В.Ю., Полякова Т.Н., Терентьев Р.А., Золотарева Г.С.</i> Воронежская параметрическая скважина: новое в геодинамической модели формирования Воронежского кристаллического массива (ВКМ).....	360
<i>Кузнецов В.В.</i> Горячая модель происхождения и эволюции Земли.....	363
<i>Кузнецов В.В.</i> Движение литосферы как результат реализации принципа минимизации гравитационного потенциала.....	367

<i>Кузнецов Н.Б., Куликова К.В., Соболева А.А., Моргунова А.А., Удоратина О.В.</i> Структурные доказательства кембрийской коллизии Балтики и Арктиды.....	371
<i>Кулиев Г.Г.</i> Неклассически линеаризированный подход в исследованиях внутреннего строения Земли.....	376
<i>Кулиш Е.А., Покалюк В.В.</i> Тектоническая эволюция нижнепротерозойского осадконакопления в Криворожском палеобассейне.....	378
<i>Кутинов Ю. Г.</i> Циркумполярная зональность Арктического сегмента земной коры.....	381
<i>Лебедев Б.А., Пинский Э.М.</i> Особенности переломного этапа в истории Земли в акиткании.....	385
<i>Леликов Е.П.</i> Амирантская дуга в Индийском океане – новый тип линейных структур.....	390
<i>Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.</i> 3D деформация и ее отражение в тектонической структуре гранитов.....	393
<i>Ломтев В.Л.</i> Проблемы строения и истории развития ложа СЗ Пацифики .....	398
<i>Ломтев В.Л., Гуринов М.Г.</i> Дивергентный срыв в Охотском море .....	401
<i>Лубнина Н.В., Богданова С.В.</i> Восточно-Европейский кратон в мезопротерозое: палеомагнитные свидетельства ротации и сопряженного рифтогенеза .....	404
<i>Лунина О.В.</i> Напряженное состояние северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны по результатам измерений разрывных деформаций в реальной геологической среде .....	408
<i>Лунина О.В.</i> Оценка сейсмической опасности: развитие стратегии и проблемные вопросы.....	412

**Научное издание**

**ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ  
ГЕОТЕКТОНИКИ**

**Материалы  
XL Тектонического совещания**

**Том 1**

Утверждено к печати  
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 28.12.2006  
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 27,0 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](mailto:geos@ginras.ru)  
<http://www.sciencebook.ru>



# Издательство ГЕОС

издание и распространение  
научной литературы

Издательство ГЕОС сотрудничает  
с Российской фондом фундаментальных исследований и другими  
фондами, издает книги, брошюры любых обрезных форматов  
в твердой и мягкой обложке с черно-белыми и цветными  
иллюстрациями, полноцветные журналы и буклеты

### *Издательство ГЕОС:*

- составляет сметы издательских проектов;
- готовит рукописи к изданию (набор, литературное, техническое и художественное редактирование, верстку, изготовление оригинал-макетов и получение цветоделенных пленок) (за 1–4 месяца);
- гарантирует высококачественную печать (за 2–4 недели) на лучших сортах отечественной и импортной бумаги;
- осуществляет распространение книг в России и за рубежом, рассыпает их рекламу по ведущим научным учреждениям, университетам, библиотекам, книготорговым организациям!

Цены минимальные. Звоните, приходите и убедитесь!

Тел.: (095) 230-80-92, E-mail: [geos@girras.ru](mailto:geos@girras.ru)