



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ
И ГОРНЫХ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА

2002

ТЕКТОНИКА И ГЕОФИЗИКА ЛИТОСФЕРЫ

Том II



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. М.В.ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

ТЕКТОНИКА И ГЕОФИЗИКА ЛИТОСФЕРЫ

**Материалы
XXXV Тектонического совещания
Том II**

МОСКВА
ГЕОС
2002

ББК 26.3
Т 31
УДК 549.903.55(1)

**Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Том II. – М.: ГЕОС, 2002. – 378 с.
ISBN 5-89118-242-4**

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

Ответственный редактор
Ю. В. Карякин

На обложке: Липарские острова, вулкан Стромболи, февраль 1999 г. Фото А.А. Разумовского.

ББК 26.3
Т 31
ISBN 5-89118-242-4

© ГИН РАН, 2002
© ГЕОС, 2002

Природа сейсмических отражений в кристаллической коре: сейсмическое моделирование с использованием материалов Кольской СГС

Введение. Методические подходы к интерпретации картин отражений, формирующихся в толщах высокометаморфизованных пород (гранито-гнейсов и гранулитов-гнейсов), не вполне определены и требуют специального обсуждения. Сейсмические отраженные волны образуются на поверхности раздела сред, имеющих различное волновое сопротивление или акустическую жесткость. С мощными пластами связаны отдельные отражения от кровли и подошвы. Отраженные волны от кровли и подошвы тонкого изолированного слоя интерферируют. Амплитуда отраженной волны максимальна в случае, когда мощность слоя равна $\lambda/4$ (где λ – длина волны), превышая при этом амплитуду отражения от рефлектора, образованного слоем большей мощности. При сейсморазведочных работах в принятом интервале частот 12–60 Гц и скорости 6,0 км/сек, λ равна 100–500 м. Соответственно, мощности слоев, обеспечивающие максимальное проявление интерференции, заключены в интервале 25–125 м. В случае циклически расслоенных пачек отклик оказывается более сложным. В частности, отражения в коре в пределах зоны смятия Морин (гранулитовый пояс Гренвилл Канадского щита) были объяснены присутствием в разрезе сгруппированных в пачки прослоев мафитовых гранулитов при мощности отдельных прослоев всего лишь несколько дециметров, т. е. примерно 1/100–1/300 длины волны [1].

Геолого-петрофизическая характеристика коры Кола-Карельского региона. Геологическая среда, образованная высокометаморфизованными породами гнейсо-амфиболитовых, гранулитов-гнейсовых и мигматитовых комплексов, может рассматриваться как сочетание низкоскоростной матрицы (гранито-гнейсовой или гранулитов-гнейсовой), неравномерно насыщенной линзовидными и протяженными, субпараллельными, относительно плавно изгибающимися прослоями высокоскоростных плотных пород (амфиболитов и/или основных гранулитов) мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Высокоскоростные прослои, как правило, группируются в пачки мощностью в первые сотни метров. Субпараллельное расположение прослоев нарушается в замковых частях изоклинальных складок и в местах развития складчатости высоких порядков. В участках интенсивной гранитизации расслоенность полностью или частично исчезает. Расслоенная

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

² ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», МПР РФ, Санкт-Петербургский филиал, Санкт-Петербург, Россия.

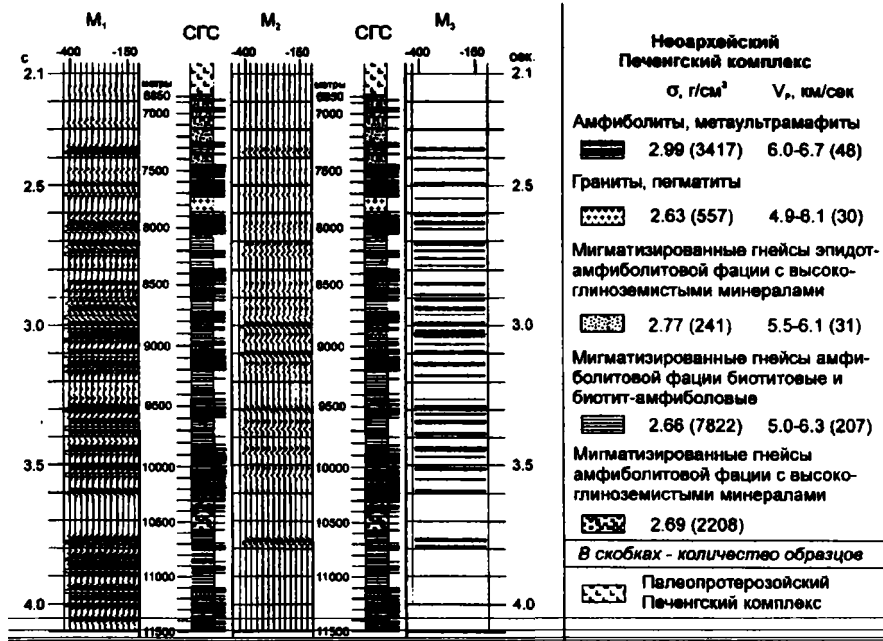


Рис. 1. Нижняя часть геолого-петрофизического разреза по Кольской сверхглубокой скважине и синтетические сейсмограммы, рассчитанные для условий большого (M_1) и среднего (M_2) усиления сейсмического сигнала; приведен также разрез, полученный по синтетическим сейсмограммам методом переменной площади (M_3)

среда пересекается разломами и зонами смятия. Мощность последних варьирует в широких пределах, эти зоны характеризуются особенно тонкой расслоенностью и параллельностью отдельных прослоев. Моделирование отражений в гнейсо-амфиболит-мигматитовом комплексе (ГАМК), вскрытом Кольской сверхглубокой скважиной. Представительное сечение геологической среды названного типа было получено в результате бурения Кольской сверхглубокой скважины. В интервале глубин от 6842 м до забоя на глубине 12 262 м скважина пересекла неоархейский ГАМК. На рис. 1 представлен разрез этого комплекса до глубины 11500 м. Фактические данные заимствованы из описания геологического разреза по Кольской сверхглубокой скважине (В.С.Ланев и др., 1983 г.) и результатов петрографического исследования, выполненного В.Е.Чудиновой (М.В.Милиц и др. 1985 г., Фонды НПЦ «Кольская сверхглубокая»). Петрофизическая характеристика компонентов разреза базируется на данных измерений, обобщенных в книгах [2, 3]. Мигматизированные гнейсы и граниты слагают приблизительно 80% разреза и

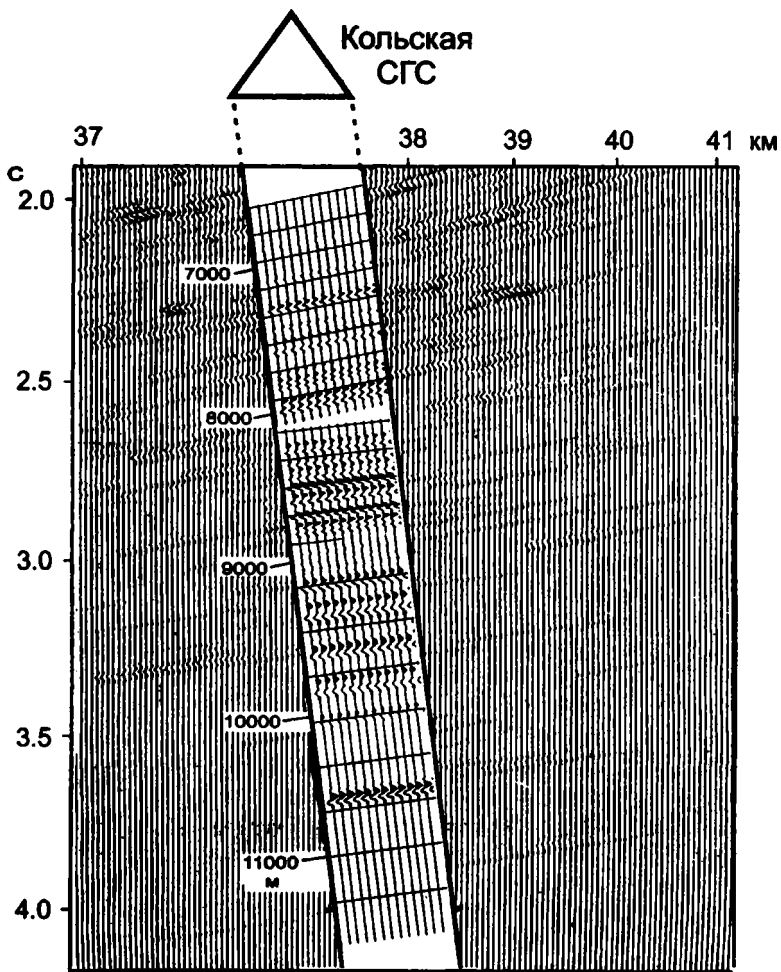


Рис. 2. Сопоставление результатов сейсмического моделирования по стволу Кольской СГС (при среднем усилении сейсмического сигнала) и результатов сеймопрофилерования МОГТ по профилю Kola-SD

образуют матрицу геологической среды. Характеристики плотности и скорости акустических волн этих пород в значительной степени перекрываются: средние значения плотности – $2,63\text{--}2,77 \text{ г/см}^3$, скорости – $4,9\text{--}6,3 \text{ км/с}$. В разрезе неравномерно распределены прослои относительно плотных высокоскоростных пород – амфиболитов и метаультрамафитов (примерно 20% разреза). Их средняя плотность равна $2,99$

г/см³, скорость – 6,0–6,7 км/с. Мощность отдельных прослоев варьирует от первых метров до 15–25 м, в единственном случае – 65 м. Границы высокоскоростных прослоев в большинстве случаев резкие. Прослои сгруппированы в пачки мощностью 150–280 м, максимально – до 400 м. На разрезе МОГТ по профилю Kola-SD (Кола ОГТ-92), проходящем через сверхглубокую скважину, рассматриваемому интервалу глубин отвечает область многочисленных относительно малопротяженных кулисообразно сменяющих друг друга отражений различной интенсивности.

Для выяснения природы сейсмических отражений в ГАМК были получены синтетические сейсмограммы (временные разрезы вдоль центрального луча) по оси Кольской сверхглубокой скважины (см. рис. 1). Полученные сейсмограммы свидетельствуют о решающей роли интерференции от маломощных прослоев при формировании картины отражений. При этом, отдельные отражения не связаны с конкретными прослоями амфиболитов. Роль расслоенных пачек осталась неясной. Вместе с тем, сопоставление синтетической сейсмограммы с картиной отражений в околоскважинном пространстве указывает на то, что формирование сейсмического образа среды, несомненно, связано именно с распределением сгруппированных в пачки маломощных прослоев (рис. 2). В свою очередь, этим определяется структурное подобие рисунка отражений структуре геологической среды.

Участки повышенной акустической прозрачности обычно рассматриваются в качестве массивных однородных тел интрузивного происхождения. Причиной отсутствия отражений могут быть также выклинивания тонко расслоенных пачек слоев-отражателей, а также нарушения параллельности залегания чередующихся «слоев» и пачек, порождающих яркие отражения. Такие нарушения отвечают участкам разворота структур, проявлениям интенсивной мигматизации и куполообразования. Природа отражений, фиксирующих крупные тектонические нарушения, вероятнее всего, связана с тонко чередующимися последовательностями пород разного состава, которые в процессе тектонического транспорта были «расплющены» и растянуты параллельно разломам, образуя зоны смятия. В целом, сейсмические свойства маломощных прослоев акустически контрастных пород в составе расслоенных геологических комплексов могут быть не менее, а, возможно, и более существенными для генерации отражений в глубинных частях коры, чем контакты между крупными геологическими телами.

Работа выполнена в соответствии с Программой региональных исследований территории Российской Федерации и при поддержке РФФИ (проект № 00-05-64241).

Литература

1. Ji S., Long C., Martignole J., Salisbury M. Seismic reflectivity of a finely layered granulite-facies ductile shear zone in the southern Grenville Province (Quebec) // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 279. P. 113–133.

2. Кольская сверхглубокая / Под ред. Е.М.Козловского. М.: Недра, 1984. 490 с.
3. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.

Н.И. Мишин, З.А. Степина

Росгеофизика МПР РФ, Санкт-Петербург, Россия.

Геологические критерии глубинности образования геофизических и тектонических границ в земной коре и верхней мантии

Главная геофизическая граница литосферы, выделенная Мохоровичем почти столетие тому назад, до сих пор не нашла однозначного геологического толкования. Она формально принята за нижнюю границу земной коры, при допущении, что первично-кристаллический субстрат имеет основной и ультраосновной перидотитовый и эклогитовый состав, что и обуславливает резкую смену сейсмических характеристик относительно так называемого гранитного или гранитно-метаморфического слоя.

Авторы предприняли попытки геолого-генетического обоснования границы земной коры и мантии, используя: анализ мощностей стратифицированных отложений земной коры; анализ характера распределения магматитов в разрезах платформ; определения глубинности тектонических разделов, смещающих геолого-геофизические границы [1, 2].

1. Анализ мощностей был проведен по разрезам платформ Северной Европы и методически отличался выбором максимальных значений данного параметра для отложений крупнейших подразделений: AR, PR, R, V-S, D-T₁, J-K и P-N. Эти значения оказались очень близкими, составляя для каждого раздела от 15 до 20 км. С учетом современной эрозии и древних размывов, самым значительным из которых был размыв в T₂, общая сохранившаяся мощность отложений на древних платформах составила около 60, а на молодых не более 40 км (рисунок). Из уроков КСГ скважины теперь известно, что она вся прошла по метаосадочным отложениям протерозоя и архея, не встретив предполагаемой по геофизическим данным границы Конрада, связываемой с появлением базальтового слоя. Залегание архейских пород, судя по скоростной характеристике нижележащих толщ, можно экстраполировать до глубины, по крайней мере, 28 км [3]. Это говорит о вполне приемлемой сходимости с нашими расчетами. Другим подтверждением служит совпадение расчетной цифры эродированных к началу верхнего триаса платформенных отложений на Восточно-Европейской платформе и общей мощности реально отсутствующих в разрезах толщ и горизонтов того же времени.

2. Анализ распределения магматических проявлений в палеозойском чехле и архейско-протерозойском фундаменте древних платформ выяв-

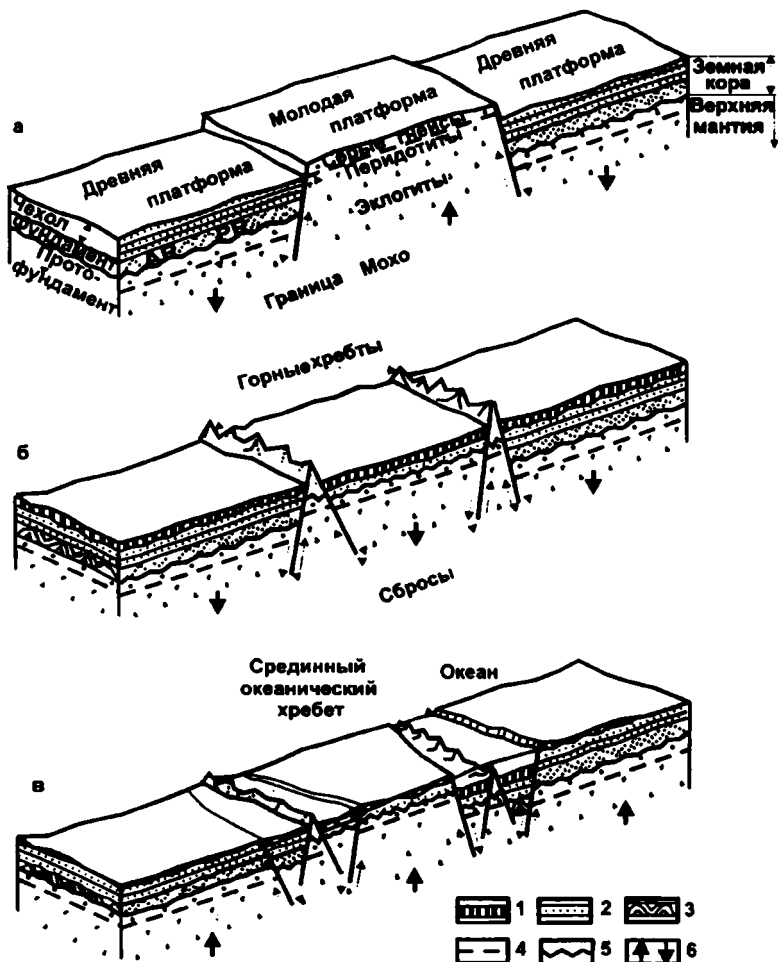


Схема формирования вулканогенно-осадочных отложений земной коры, геолого-геофизических границ и рельефа поверхности Земли

а – на первых пяти этапах формируются древние платформы; б – на шестом и седьмом этапах (в юрско-меловое и палеогеновое время) в связи с общим опусканием происходит накопление сплошного чехла вулканогенно-осадочных отложений и формирование на поверхности Земли горных систем; в – общий подъем с конца палеогена приводит к формированию океанов по границам некоторых платформ. 1 – юрско-меловые и палеогеновые отложения; 2 – рифейские, венд-силурийские и девон-нижнетриасовые отложения; 3 – архейские и протерозойские отложения фундамента; 4 – граница Мохо; 5 – граница земной коры; 6 – направление перемещения платформ

ляет следующие закономерности: магматиты кислого состава в виде вулканических прослоев, силлов и даек приурочены исключительно к двум древнейшим толщам; основной магматизм в тех же формах проявляется на 1,5 млрд лет позднее, в верхах протерозоя на Восточно-Европейской и лишь с рифея на Восточно-Сибирской платформе. Наконец, самый поздний для этой части разреза эколгитовый (кимберлитовый) магматизм имеет, соответственно, нижнекарбонный и нижнетриасовый возраст, телескопируясь также на все более древние отложения в виде дайковых полей.

На молодых платформах наблюдается та же закономерность, за исключением последнего звена: наиболее ранним является юрско-меловой кислый магматизм, за которым следуют проявления основного магматизма палеогенового времени. Нет необходимости искать другие источники магматического материала для вулканитов, даек и интрузий основного состава, кроме как соответствующие литосферные оболочки, в которых под давлением чехла образуются реологические зоны ползучести, пути к которым прокладывает тектоника. В таком случае и для кислого магматизма, насыщающего более чем 20 километровые толщи архейско-протерозойского возраста и собственно участвующего в их сложении, также должна существовать своя, самая верхняя оболочка, (неважно, называть ли ее гранитным слоем или серыми гнейсами по Рингвуду), принадлежащая именно верхней мантии, а не земной коре. Их граница разделяет, таким образом, генетические различные геосферы – дифференцированную первично-кристаллическую и осадочную с внедрениями магматитов реологической природы. Только этим можно объяснить зеркально-симметричную картину относительно нижней границы архея, когда самые глубинные породы оказываются извергнутыми в верхние части платформенных разрезов, основные магматиты и их глубинные аналоги занимают средние фронты, а кислые магматиты пронизывают архейско-протерозойский фундамент.

3. На платформах разного типа – древних и молодых, хотя скорее это возрастные различия их верхних этажей – осадочно-вулканогенного чехла, наблюдается разноуровневое положение как границы Мохо, так и границы земной коры в предлагаемом генетическом понимании. Это обусловлено различием геодинамических режимов на пережитых ими этапах эволюции. На первых пяти этапах от архея до нижнего триаса земная кора, образно говоря, прорастала в мантийный субстрат по блокам древних платформ, испытывающих тенденции к преимущественному опусканию, тогда как смежные блоки молодых платформ для сохранения изостатического равновесия должны были подниматься и размываться (рисунок, фрагмент а). Попеременные опускания и поднятия происходили на границах платформ, по серии сбросов опускания, направленных от их центра, и по сбросам поднятия, направленных к центру платформ (см. рисунок, фрагменты б, в). Эти глубинные структуры открывали пути проникновения для магматических масс реологической

природы из возникающих под давлением земной коры зон ползучести в первично-кристаллических оболочках. Еще большую глубину заложения имели сдвиги, контролирующие дайковый магматизм разного состава. Глубинные разломы, как и любое нарушение тектонической природы, в соответствии с геомеханическими закономерностями имеют определенные соотношения таких параметров, как амплитуда смещения, размеры сместителя и размах зоны влияния в крыльях разлома. Реконструкции рудоконтролирующих разломов и разломов нефтегазоносных структур показывают, что в своем развитии они ограничиваются определенными глубинными уровнями земной коры как осадочной оболочки Земли, и строить стратегию прогноза и поисков этих месторождений на связи с особенностями глубинного строения верхней мантии теоретически неоправданно.

Литература

1. Мишин Н.И., Степина З.А. Платформенный панцирь Земли. СПб.: Тема, 2000. 200 с.
2. Мишин Н.И., Степина З.А. Геологическое обоснование геофизических границ и мощностей литосферных оболочек Земли // Рос. геофиз. журн. 2000. №17/18. С. 32–41.
3. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.

М.А. Мишкин, Г.М. Вовна

Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

Ранняя кора земли. Модель формирования

В настоящее время получены однозначные выводы о геохимической и физической гетерогенности мантии, что позволяет по-новому представить сущность процессов формирования земной коры.

Предлагаемая концепция основана на модели неоднородной аккумуляции Земли, использующей результаты космохимических исследований последовательности конденсации элементов и их соединений в остывающем протопланетном облаке. Этой моделью предполагается, что последовательностью конденсации элементов и процессами аккумуляции частиц в планетезимали обусловлена изначальная неоднородность Земли [1 и др.]. В работе принято, что тепловой режим Земли на ранней догеологической стадии развития определялся аккреционной и гравитационной видами энергии, обусловившими разделение ядра и мантии. При этом нагретость верхней, значительной части мантии не достигала степени плавления. На геологической стадии развития Земли в тепловом режиме главное значение имела энергия распада долгоживущих радиоактивных изотопов U, Th, ^{40}K (РАЭ) [2 и др.].

На основе этих предпосылок авторы полагают, что современная ско-

ростная структура мантии, выявленная методами сейсмической томографии [3 и др.] была изначально обусловлена существованием в мантии резервуаров с различными содержаниями РАЭ и других некогерентных элементов. Обогащенные и умеренно обогащенные РАЭ резервуары верхней мантии располагаются под континентами, слабообогащенные – под Атлантическим, Индийским, Арктическим океанами и западной частью Тихого океана, бедные – под восточной частью Тихого океана.

Образование земной коры было обусловлено дифференциацией мантийных резервуаров, главным образом верхней части мантии. Конечным результатом дифференциации этих резервуаров было формирование вначале первичной базальтовой коры, затем ранней сиалической и последующее их преобразование в кору современных континентов. Образование ранней сиалической коры началось в раннем архее и продолжалось перманентно, в течение всего геологического периода развития Земли.

Первые ареалы сиала – ядра кратонов – были образованы над участками резервуаров аномальной мантии с максимальным содержанием РАЭ. Эти концентрации в каждом из резервуаров были различными, чем была обусловлена различная скорость накопления тепла в мантии и отсюда различная скорость ее дифференциации и формирования земной коры. Суть процессов дифференциации мантии заключалась в накоплении радиогенного тепла, формировании мантийных диапиров, их подъема и декомпрессионного плавления с образованием магм коматиит-толеитовой серии. Излившиеся на земную поверхность магмы этой серии образовали первые локальные участки первичной базальтовой коры большой мощности. Эта кора под влиянием тепла поднимающихся мантийных диапиров была сначала метаморфизована до амфиболитовой фации, а затем подверглась процессам частичного плавления с образованием андезит-дацитовых магм известково-щелочной серии. Мантийные диапиры сопровождалась флюидными ореолами, которые состояли из восстановленных компонентов (H_2 , CO , CH_4). При подъеме диапира состав флюидного ореола постепенно трансформировался в водный и углекисло-водный [4]. Этот флюид способствовал метаморфизму основания первичной базальтовой коры и ее частичному плавлению, а также явился источником формирования первичного океана. Архейские раннекоровые сиалические образования слагают фундамент платформ и выходят на поверхность в гранулит-гнейсовых областях древних щитов в виде эндрбитовых комплексов или их “серогнейсовых” аналогов в случае слабой эродированности этих областей. Раннеархейская сиалическая кора слагает ядра кратонов, которые, со временем, последовательно наращивались по латерали более молодыми архейскими зонами сиалической коры. Это разрастание сиала было обусловлено тем, что в процессы диапирообразования, в связи с накоплением тепловой энергии, вовлекались новые области мантийного резервуара, окружавшие участок (или участки) начального формирования диапира. В этом заключа-

ется основное положение предлагаемой модели, предусматривающей «расползание» процессов диапирообразования от некоторых центров в аномальных областях верхней мантии к их периферии, относительно обедненной РАЭ [5]. В результате проявления этого процесса, в течении архея сформировались обширные, изолированные друг от друга, блоки сиаля – кратоны (рисунок). Формирование раннеархейских ядер континентов началось с появления над мантийными диапирами архипелагов океанических островов, которые впоследствии стали обрастать поясами подобных островов.

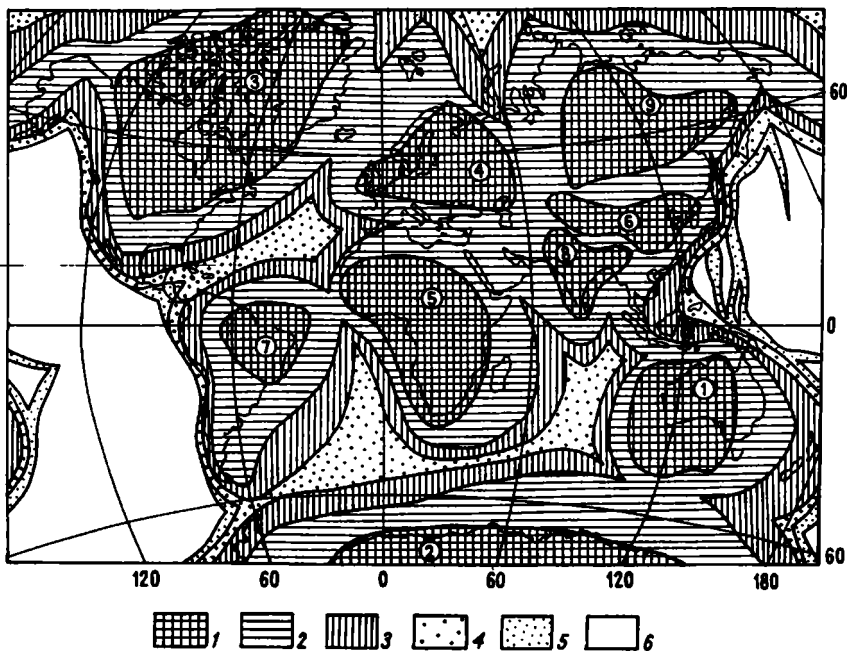


Рис. 1. Схема предполагаемого распространения и возраст ранней сиалической коры Земли.

1–4 – ранняя сиалическая кора и ее возраст: 1 – архейский, 2 – раннепротерозойский, 3 – позднепротерозойский, 4 – раннепалеозойский; 5 – палеозойско-мезозойский, 6 – область отсутствия ранней сиалической коры.

Цифрами обозначены архейские кратоны: 1 – Австралийский, 2 – Антарктический, 3 – Северо-Атлантический, 4 – Восточно-Европейский, 5 – Африканский, 6 – Северо-Китайский, 7 – Южно-Американский, 8 – Индийский, 9 – Сибирский.

Схема составлена с использованием авторского банка литературных данных по изотопной геохронологии метаморфических пород континентов и материалов сейсмомографии [3].

Описанный выше процесс формирования ранней коры соответствует первой стадии диапирообразования в мантии Земли. Эту стадию можно разделить на два этапа: первый – формирование мощной первичной базальтовой коры, второй – ранней сиалической. Новая стадия диапиризма в этом участке мантии начнется лишь спустя некоторое время, после накопления новых запасов тепловой энергии в результате распада РАЭ. Вторая стадия диапирообразования на всех кратонах, как и первая, проявлена в разное время, в интервале от раннего до позднего архея, а на некоторых кратонах и раннего – позднего протерозоя. Этой стадии соответствует формирование на кратонах зеленокаменных поясов. Схема корообразования, связанного с диапирами второй стадии аналогична первой, однако оно осуществляется уже на первичном сиалическом основании. Глубинные разломы, по которым поступают магмы коматиит-толеитовой серии, эволюционируют в рифтогенные структуры и далее, по мере накопления вулканитов, в обширные впадины, которые часто утрачивают форму поясов. Эти впадины испытывают опускания и превращаются в моря, о чем свидетельствует состав осадочно-вулканогенных комплексов зеленокаменных поясов. Диапирообразование второй стадии в пределах одного кратона может проявиться в течении нескольких разновозрастных циклов, о чем свидетельствует наличие на кратонах разновозрастных зеленокаменных поясов.

В протерозое и – платформенной стадии мантийного диапиризма, для которого характерно распространение трапповых формаций и кимберлитов. В результате магматической деятельности трех стадий диапиризма произошло формирование под кратонами колонн истощенной, «холодной» мантии, которые фиксируются методами сейсмотомографии. Эти колонны высокоскоростной «холодной мантии» (так называемые «корни континентов»), прослеживаются до глубин 300–700 км. [3]. «Корни континентов» представляют собой тугоплавкий, гипербазитовый рестит обедненный некогерентными элементами, оставшийся после выплавления легкоплавкой составляющей в процессе дифференциации мантии.

В раннем протерозое произошло дальнейшее значительное наращивание сиалической коры вокруг архейских кратонов (рисунок). Ранняя сиалическая кора раннего протерозоя диапиризма первой стадии, окружающая архейские кратоны, в рифее, палеозое и мезозое подверглась воздействию нескольких циклов эндогенных процессов, вызванных диапиризмом второй стадии. Они начинались с подъема мантийных диапиров, формированием протяженных глубинных разломов, развитием рифтогенных структур, эволюционировавших впоследствии в эсиалические морские впадины, на месте которых сформировались обширные складчатые пояса – Центрально-Азиатский, Уральский, Средиземноморский, Тихоокеанский. По существу, эти структуры являются аналогами раннедокембрийских зеленокаменных поясов. Их фундаментом являются раннекоровые образования раннего протерозоя, а местами и

позднего архея (Охотский, Омолонский массивы, Байдарикский блок Центральной Монголии и др.).

В рифее – раннем палеозое произошло окончательное образование ранней коры Пангеи, когда закрылись сиалической корой внутренние области дна Атлантического, Индийского и Арктического палеоокеанов (рисунок). Оставшаяся часть поверхности Земли осталась занятой Панталассой – прародительницей палео-Пацифики и затем современного Тихого океана. Существование сиалической коры в океанах Индо-Атлантического и Арктического секторов Земли подтверждается находками метаморфических пород и гранитоидов, особенно многочисленных в Атлантическом океане. В некоторых местах эти породы вскрыты скважинами морского бурения. Часть из них охарактеризована рифейскими изотопными датировкам и находками кембрийской фауны [6 и др.].

В среднем, позднем палеозое и мезозое ранняя кора этой области Пангеи была подвергнута воздействию мантийных диапиров второй стадии диапиризма, сопровождавшемуся толеитовым и известково-щелочным магматизмом и рифтогенезом. В мезозое эти рифты эволюционировали в современные энсиалические океанические впадины Индо-Атлантического и Арктического секторов Земли. Реликтами этой рифтогенной деятельности являются современные срединно-океанические рифты указанных выше океанов. Следует отметить, что земная кора этих океанов имеет значительно меньшую мощность, чем на континентах и, в значительной степени, насыщена базитами, что сближает ее по скоростным свойствам с корой океанического типа.

Несколько по-иному складывались процессы корообразования в пределах Палеопацифики, верхняя мантия под которой, по представлениям авторов, изначально была еще более бедна теплотворными РАЭ, чем под Атлантическим, Индийским и Арктическим палеоокеанами. Ранняя сиалическая кора первой стадии диапиризма рифейского и раннепалеозойского возраста, в пределах Палеопацифики, образует узкие зоны в континентальном обрамлении (рисунок). В пределах остальной акватории Палеопацифики в течении рифея – раннего палеозоя продолжались события первого этапа первой стадии мантийного магматизма – формирование первичной базальтовой коры.

Эмбриональные образования сиала, вероятно, позднего палеозоя и мезозоя, слагают основание океанических дуг западной части Тихого океана – Тонга-Кермадекской, Курильской, Идзу-Бонинской, Марианской, что подтверждается находками ксенолитов гнейсов и гранитов в эффузивах [7], а также присутствием этих пород среди драгируемого материала из некоторых глубоководных желобов, сопровождающих дуги [8]. Сходная модель формирования островных дуг запада Тихого океана на основе мантийного диапиризма была ранее предложена в работе [7]. На остальной акватории Тихого океана в это время шло медленное формирование первичной базальтовой коры из магматических источников верхней мантии, которое сопровождалось процессами риф-

тинга и со временем смещалось в его восточную часть, где в настоящее время существует срединно-океанический рифт.

Литература

1. *Grossman Z.* Condensation in the primitive Solar nebula. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1972. V. 36. P. 597-619.
2. *Ozima M.* *Geohistory Global Evolution of the Earth.* Springer-Verlag. Tokyo. 1987. 165 p.
3. *Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M. et al.* Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography. // *Journ. Geol. Soc. Japan.* 1994. V. 100. №1. P. 4-23.
4. Маракушев А.А. Петрология океанов. // *Тихоокеанская геология*, 1996. Т. 15. №6. С. 3-18.
5. *Мишкин М.А., Вовна Г.М.* Эволюция мантийных диапиров и формирование земной коры // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 2000. С. 71-74.
6. *Силантьев С.А.* *Метаморфические породы дна Атлантического океана.* М.: Наука. 1984. 102 с.
7. *Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра. 1989. 261 с.
8. *Васильев Б.И.* Основы региональной геологии Тихого океана. ч.II. Владивосток: Дальнаука, 1992. 242 с.

В.М. Моралев, А.С. Балувев, Т.И. Васильева, М.Д. Самсонов

Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

Тектоническое положение и геофизические поля Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря)

1. Порьегубское дайковое поле (ПДП) является уникальным геологическим комплексом, расположенным на берегах серии вытянутых в северо-западном направлении узких полуостровов запада Порьей губы и соседних губ – Педунихи и Ильинской в Кандалакшском заливе Белого моря. Вдоль берегов этого залива, являющегося крайней западной ветвью рифтовой системы Белого моря (РСБМ), издавна известны многочисленные дайки щелочных пород (мелилититов, нефелинитов и др.), образующие Беломорский дайковый пояс и имеющие преимущественно среднепалеозойский возраст (400–360 млн лет). В пределах этого пояса ПДП занимает совершенно особое место, так как отличается от палеозойских дайковых пород пояса по многим параметрам [1, 2].

2. Дайки ПДП имеют значительно более древний возраст, даже не рифейский (1200 млн лет), как предполагалось совсем недавно [1, 3], а поздне-раннепротерозойский – 1719 ± 8 млн лет, что определено Rb-Sr и Sm-Nd методами в последние годы [4]. В отличие от палеозойских даек они приурочены к трещинам совершенно иного направления, которые развиты только в пределах ПДП и вытянуты почти параллельно (различаясь на $5-15^\circ$) простирацию вмещающих пород (габбро-анортозитов Колвицкого массива и гранулитов Лапландского пояса), но круто ($80-85^\circ$)

падают к юго-западу. Морфологические особенности даек свидетельствуют об их приуроченности преимущественно к трещинам растяжения, образующим субпараллельные или кулисообразные системы, определяющие общую вытянутость ПДП в запад-северо-западном направлении. По составу породы даек ПДП принципиально отличаются от всех других щелочных основных и ультраосновных пород щелочной провинции Кольского полуострова (за исключением кимберлитов Терского берега), так как принадлежит к породам калиевой линии и определяются сейчас как лампроиты низкотитанистого (с высоким Al/Ti отношением) и переходного к высокотитанистому (с низким Al/Ti отношением) типов [4].

3. Анализ положения ПДП в геофизических полях Кольского полуострова и Белого моря показал чрезвычайно интересную картину. На карте аномального магнитного поля и карте поля силы тяжести в редукции Буге ПДП вытянуто вдоль высокоградиентных зон, протягивающихся в запад-северо-западном направлении, параллельно вытянутости метаморфических толщ Лапландского гранулитового пояса и расслоенных габбро-анортозитов Колвицкого массива. Отсутствие какого-либо выражения ПДП в магнитном поле несомненно обязано небольшому числу и малой мощности даек лампроитов (от 0,2–0,4 до 4–5 м), а также низкой магнитной восприимчивости этих пород. Высокоградиентная зона на гравиметрической карте явно связана с массой высокоплотных основных пород (клинопироксенитов, верлитов), слагающих серию вытянутых массивов разного размера среди основных гранулитов Лапландского пояса, и собственно ПДП не имеет на этой карте самостоятельного отображения. Анализ карты остаточных аномалий поля силы тяжести (рассчитанных при принятой плотности промежуточного слоя $2,3 \text{ г/см}^3$ и высоте пересчета 10 км) оказался более плодотворным, так как показал, что ПДП располагается на высокоградиентном склоне крупной положительной остаточной аномалии, которая, переходя из акватории Белого моря на побережье Кольского полуострова, довольно резко заканчивается в 35–40 км западнее ПДП. На картах поля силы тяжести, пересчитанного с радиусами осреднения 10 и 35 км, в акватории Белого моря также прекрасно выражены протяженные положительные аномалии, которые переходят на сушу именно в районе Порьей губы (а не следуя вытянутости Кандалакшского залива) вблизи ПДП (30–40 км к западу или востоку) и резко сменяются широкими полями отрицательных значений Δg без ясно выраженной линейной структуры.

4. Наиболее вероятной тектонической интерпретацией имеющихся геологических данных и материалов о геофизических полях является представление о положении ПДП на крайнем окончании докембрийского сегмента Онежско-Кандалакшского палеорифта, как это представлено на структурной карте РСБМ [5]. Уточнению подлежит лишь время заложения наиболее древних структурных элементов РСБМ. До последнего времени общепринятым являлось представление о заложении РСБМ в среднем рифее (около 1200 млн лет), однако было известно, что базаль-

ты этого возраста, вскрытые скважиной в Онежском грабене, не являются базальными горизонтами и, судя по геофизическим данным, под ними в грабене имеются заведомо более древние отложения [6]. Выявление хорошо датированных даек лампроитов ПДП позволяет теперь достаточно уверенно заключить, что заложение РСБМ должно быть отнесено к предрифейскому времени, т.е. к концу раннего протерозоя (1720 млн лет). Структура ПДП представляется не как тектонически резко очерченная (т.е. ограниченная разломами) грабеновая структура, а как четко проявленная серия линейно-вытянутых зон повышенной трещиноватости специфической (рифтовой) ориентировки, продолжающих на суше рифтовую зону из акватории Белого моря, в которых часть трещин растяжения была заполнена дайковыми телами лампроитов. Анализ геофизических полей позволил выявить связь ПДП с положительной гравитационной аномальной зоной, отображающей глубинное строение одного из сегментов РСБМ и окончание его продолжения на суше. Можно, таким образом, достаточно уверенно заключить, что тектоническое положение ПДП действительно определяется его приуроченностью к крайнему окончанию докембрийского сегмента Онежско-Кандалакшского грабена РСБМ.

Исследование проведено при поддержке РФФИ, проекты №№00-05-64492 и 01-05-64190, и гранта молодым ученым.

Литература

1. Увадьев Л.И. Рифейский щелочной магматизм в зоне Кандалакшского грабена // ДАН СССР. 1980. Т. 254, № 6. С. 1435–1436.
2. Проскуряков В.В., Увадьев Л.И. Лампроиты восточной части Балтийского щита. // Известия АН СССР. Серия геологическая, № 8. 1992. С.65-75.
3. Иваников В.В., Рухлов А.С. Дайковые серии Кандалакшского грабена: Петрографическая номенклатура и генетическая систематика // Вестн. СПбГУ, 1996. Сер. 7, вып. 2. С. 128–137.
4. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., Беляцкий Б.В., Журавлев В.А., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1990. Т. 7, № 3. С. 252–275.
5. Балувев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–40.
6. Константиновский А.А. Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38–45.

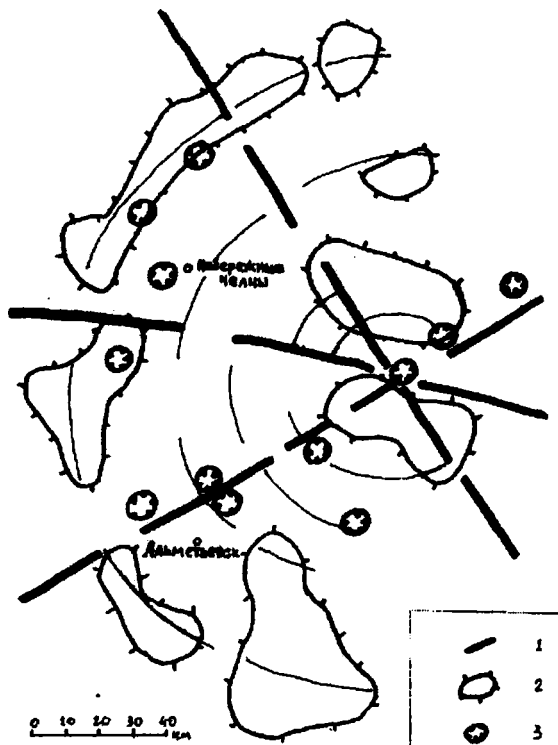
Геометрика структурного плана Волго-Урала

В рамках исследований, развивающих концепцию упорядоченной геосреды, понятие «геометрика» определяется как комплекс параметров тектонической геометризации недр Земли. Установлен значимый (в статистическом отношении) контроль организации тектонического каркаса планеты системами симметрии правильных многогранников [1], докембрийских ядер материков – гексагональной системой [2], тектонически-узловых геоструктур – системой центральной симметрии.

Структура Волго-Уральской области (ВУО) иерархична и достаточно строго параметризована. Каркасную роль в ней играют трансконтинентальные линейные и концентрические элементы (концентры) гексагональной структуры Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Западно-Удмуртский узел ее гексагональной решетки является эпицентром формирования концентрически-зональной раннедокембрийской Волго-Уральской тектонической системы, ядро которой составляет Северо-Татарское сводовое поднятие по фундаменту. Контур ядра (радиус – 220 км) облекают звенья Казанско-Кировского и Калтасинского авлакогенов. Остовом системы служит кольцевой ансамбль сводовых поднятий, включающий Котельничско-Сысольское, Коми-Пермятское, Пермско-Башкирское и Южно-Татарское, а также Чувашский выступ Токмовского свода. Внешний радиус кольца – 500 км. Его обрамляют Солигаличский, Котласский и Серноводско-Абдуллинский авлакогены, Юрюзань-Сылвинская впадина Предуральского прогиба.

На южном фланге ВУО хорошо выраженную бортовую зону ВУ-геосистемы представляет тектонопара: мегавал, включающий Токмовский, Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский сводовые поднятия, сопряженный с зоной глубокого погружения фундамента, составленного восточным звеном опусканий Пачелмского авлакогена, Иргизско-Бузулукской впадиной и Павловским прогибом.

Данные ГСЗ свидетельствуют о геодинамической асимметрии глубинных характеристик ВУ-системы [3, 4]. По оси зоны (каркасного в структуре ВЕП) Полярно-Урал-Нижневожского линейного элемента геосистема расчленяется на два сегмента. Западный – слабо активизирован и характеризуется мощной (до 42 км) корой. В пределах Восточного мощность земной коры составляет в среднем менее 40 км. На отдельных же участках она снижается до менее 35 км. На площади сегмента наблюдаются обширные площади существенного разуплотнения коры, значительного снижения ее сейсмических характеристик, а в отдельных случаях (Бузулук-Мелекесская зона кайнозойского прогибания) – практически полное нивелирование сейсмических скоростей нижней коры и верхней мантии, совмещенных с полями повышенной тепловой потока. Все



Геометрические поля напряженного деформированного состояния восточного фланга Южно-Татарского поднятия кристаллического фундамента

1 – сквозные тектонические зоны; 2 – участки напряженного состояния геосреды; 3 – местопроявление землетрясений

это указывает на высокую степень дезинтеграции литосферы сегмента, ее повышенную канализированную проницаемость для потоков эндогенного энергомассопереноса.

По-видимому, именно этим определяется высокопродуктивная нефтегазоносность Восточного сегмента ВУО [4], размещение в его пределах поясов и ареалов аномального нефтегазонакопления в зонах динамического влияния трансрегиональных линейментов и концентров, узлов их пересечения. В последнем случае нефтегазоносными оказываются зоны концентров приузловых (концентрических) деформационных систем (радиус – первые сотни километров), принадлежащих активным структуроформирующим центрам древней платформы и молодых рифтогенных систем Урала и Прикаспия.

Наибольшим нефтегазоносным потенциалом отличаются зоны ин-

терференции (наложения и пересечения) концентров, дренирующих реликтовые флюидные поля древней платформы, и флюидопроводящих концентров молодых геодинамически мобильных областей. Этот структурно-геодинамический критерий аномального нефтегазоаккумуляции хорошо коррелируется с моделью глубинной флюидизации мантии, разработанной академиком РАН Ф.А. Летниковым [5].

Реальность диссипативной и флюидопроводящей роли концентрических структур и линейментов Волго-Урала может быть подтверждена дистанционными исследованиями на территории Татарии. На рисунке иллюстрируется высокое соответствие напряженного состояния геосреды с тектоническими особенностями регионального структурного плана, а также с распределением по исследованной площади очагов слабых землетрясений.

Как это было показано авторами ранее [6] для поля сейсмической активности Кавказа, местоположение землетрясений в рассматриваемом регионе также контролируется разноранговыми структурными факторами. В основном они кучно фиксируются в ареале динамического влияния Нижнеикского тектонического узла и, прежде всего, в его эпицентральной области. Наблюдается и четкая избирательная привязка сейсмических очагов к осевой зоне Большечеремшанского линеймента и к зоне концентрика (радиус – 100 км) Нижнеикской приузловой системы. Зона трассируется дуговым поясом положительных аномалий дистанционного показателя напряженного состояния. Как и следовало ожидать, места землетрясений приурочены к внутреннему борту пояса – к зоне релаксации напряжений.

Изучение параметров системной геометризации тектонических структур открывает новые возможности исследования закономерностей геологической организации и унаследованного развития объектов природопользования, а также выявления факторов структурного контроля размещения месторождений минерального сырья, положения в геологическом пространстве сейсмоактивных и геопатогенных зон и районов.

Литература

1. Бестростованный П.А., Бороздич Э.В., Буш В.А. О выявлении упорядоченности планетарной сети линейментов по результатам численного анализа // Физика Земли. 1994. № 2. С. 57–66.
2. Муравьев В.В., Видянин Ю.П., Царев В.В. Мультиринговая упорядоченность геосреды // Геоинформатика. 1998. № 5. С. 42–45.
3. Кристаллический фундамент Татарстана и проблема его нефтегазоносности. Казань: Дента, 1996. С. 14–28.
4. Муравьев В.В. Геодинамика и закономерность нефтеаккумуляции Волго-Урала // Геоинформатика. 2001. № 3. С. 14–28.
5. Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Вест. ОГТГН РАН. 1999. № 4 (10). С. 127–144.
6. Муравьев В.В., Краснопецева Г.В. Предсказуемость мест сильных землетрясений // Наука в России. 2000. №3. С. 18–24.

Схема исследований по конструированию одномерных петрогеофизических моделей

В основе конструирования петрогеофизических моделей лежит комплексная интерпретация данных различных геофизических методов, при соблюдении четырех главных положений:

– глубинные петрогеофизические модели должны базироваться на комплексной интерпретации данных максимально возможного числа геофизических методов, что позволяет повысить достоверность моделей и снизить количество эквивалентных решений;

– решение обратной задачи геофизического моделирования должно опираться на конкретные измеренные геофизические параметры (специфические годографы сейсмических волн, кривые электрических зондирований, плотность теплового потока, аномалии силы тяжести и др.) и модели, построенные по индивидуальным геофизическим параметрам, – скорости, плотности, удельному электрическому сопротивлению и др., определенным также для конкретных регионов;

– в основу представлений о моделях земной коры положен дифференцированный принцип, т.е. стремление выполнить комплексную интерпретацию применительно к каждому слою без использования общих упрощенных представлений об изменении физических параметров для всей коры в целом (например, об экспоненциальном или параболическом уменьшении теплогенерации в литосфере и др.).

В качестве примера построения одномерной петрогеофизической модели ниже показана модель Карачатырской зоны Южного Тянь-Шаня.

Исходной информацией служит скоростная модель $V(z)$, геоэлектрическая модель $\rho(z)$, тепловой поток на поверхности Земли Q_0 , температура нейтрального слоя, аномалии силы тяжести. Расчетным путем получаем закрепленную температурную точку в коре – изотерму Кюри магнетита (586°C). Модель строится путем итераций с уточнением параметров.

Исходные данные. Скоростная модель приведена в таблице. Она состоит из семи слоев со скоростями от 5,25 до 7,05 км/с. Плотность нейтрального слоя 10°C . Глубина до изотермы Кюри магнетита ($+586^\circ\text{C}$) – 40 км. Проводящий слой с проводимостью более 6000 см залегает на глубине 6 км.

Плотностная модель $\delta(z)$ Карачатырской зоны построена с использованием имперических зависимостей скорости и плотности, выведенной Б.Б. Таль-Вирским [1].

$$\delta = 0,85 + 0,325 \cdot V, \quad (1)$$

Полученные значения плотности изменяются от 2,71 до 2,93 г/см³ (см. таблицу).

Результаты построения одномерной петрогеофизической модели Карачатырской зоны

№ слоя	Глубина кровли, км	H, км	[V(z)] на б, км/с	δ , г/см ³	P, МПа	[t°(z)] ⁰ , °C	[V(z)] ⁰ _H N, км/с	[S(z)] ⁰ , %	[P(z)] ⁰ ×10 ⁻⁶ , Вт/м ³	[λ(z)] ⁰ , Вт/м×°C	[t°(z)] ¹ , °C	[V(z)] ¹ _{HN} , км/с
1	0	6,0	5,25	2,56	120	80	4,72	72	2,55	2,38	168	4,78
2	6,0	2,47	5,25	2,56	210	110	4,48	72	2,55(0,04)	2,38(3,42)	202	4,54
3	8,74	12,32	5,75	2,72	550	250	4,93	72	2,55(0,04)	2,38(3,42)	372	4,94
4	20,79	4,62	6,5	2,96	680	300	5,94	68	2,12(0,04)	2,50(3,42)	436	5,66
5	25,41	4,62	6,15	2,85	840	360	5,26	72	2,55(0,04)	2,38(3,42)	499	5,28
6	30,03	5,39	6,5	2,96	980	440	5,63	70	2,34(0,04)	2,45(3,42)	572	5,64
7	35,42	5,39	6,75	3,04	1140	475	5,83	63	1,63(0,04)	2,65(3,42)	644	5,84
8	40,81	9,39	7,05	3,14	1400	580	6,095	51	0,63	3,1	784	6,095
9	50,0	6,98	7,05	3,14	1650	620	6,05	51	0,63	3,1	873	6,05
	56,98											

Пользуясь формулой (2), были рассчитаны значения давлений в земной коре (см. таблицу). Эти значения давления являются итоговыми, так как для их определения использованы реальные значения скорости («in situ»), пересчитанные в реальные значения плотности:

$$P_n = \Sigma \delta(z) h_n. \quad (2)$$

Для нулевого приближения изменения температуры с глубиной были привлечены геомагнитные данные, по которым можно определить глубину залегания изотермы Кюри магнетита (+586°C). В Карачатырской зоне она проходит на глубине 40 км [1]. До этого надо знать температуру нейтрального слоя. Средняя высота твердой Земли в Карачатырской зоне составляет 2,5 км. Пользуясь зависимостью температуры нейтрального слоя от альтитуды земной поверхности [2], эту закрепленную температурную точку определяем как 10°C. Таким образом, на 40 км верхней части земной коры температура возрастает от 10 до 586°C. Средний градиент температуры составил 14,65 град./км. Ниже, от 40 км до границы Мохоровичича, значение градиента принималось равным 7,33 град./км.

По полученным моделям вводились поправки к скоростям продольных волн за температуру и давление. Таким образом, скорости продольных волн приведены к условиям поверхности Земли (см. таблицу).

Далее имелось два пути для определения петрологического состава пород, первый из которых связан с использованием неисправленных за термобарические условия значений скоростей V_p , а второй оперирует со значениями скорости, приведенными к дневной поверхности. Нужно заметить, что на этом этапе конструирования петрогеофизической модели принимается априорий, что скорость V_p зависит, помимо температуры и давления, только от петрохимического состава – содержания SiO_2 . Согласно первому пути, используя скорости продольных волн и давление по зависимости $S(V, P)$:

$$S = -0,0906 \cdot P^2 - 0,707 \cdot P \cdot V_p + 3,8877 \cdot V_p^2 + 7,534 \cdot P - 66,6893 \cdot V_p + 321,5558 \quad (3)$$

Для каждого слоя рассчитан петрохимический состав горных пород – в данном случае содержание кремнезема. Сведения о петрохимическом составе необходимы для прогноза многих параметров, в том числе и удельной теплогенерации.

Оценки теплогенерации земной коры первоначально выполнялись, исходя из предположения, что скорости продольных волн целиком определяются основностью пород, слагающих земную кору, т.е. содержанием в них кремнезема. Однако уже на глубине 35 км суммарная теплогенерация достигла значений 62,8 мВт/м², равных всей коровой теплогенерации, которая была определена как разность плотности теплового потока и его мантийной составляющей. А для Карачатырской зоны эта величина составляет 62,7 мВт/м². В этом случае, необходимо использовать альтернативный вариант петрологической интерпретации скоростной модели, а именно – просматривать ее в предположении о зависимости скорости от содержания связанной воды. Наиболее вероятным явля-

ется объяснение понижения скорости процессами серпентинизации.

Серпентиниты имеют низкую скорость, так же как и граниты при очень низкой теплогенерации. В связи с этим возникает вопрос, в какую часть разреза следует поместить серпентинизированные породы.

Поскольку суммарная коровая теплогенерация является характеристикой интегральной, необходима дополнительная информация о наиболее вероятной глубине залегания серпентинизированных пород. В качестве такой информации были привлечены данные геоэлектрики [3]. Ультраосновные породы имеют удельную проводимость на два порядка выше, чем кислые. В Карачатырской зоне проводящий слой залегает на глубинах 4–6 км. Логично кровлю серпентинизированных пород совместить с кровлей проводящего слоя.

Остается неоднозначность в оценке мощности серпентинизированных пород и степени серпентинизации. Варьируя мощностью слоя и степенью серпентинизации, определили мощность слоя. После введения альтернативного решения петрогеофизическая модель Карачатырской зоны полностью удовлетворяет суммарной коровой теплогенерации.

Таким образом, в земной коре Карачатырской зоны необходимо допустить существование значительной по мощности толщи, обладающей низкой скоростью продольных волн и низкой теплогенерацией, что более всего свойственно серпентинитам. Такая интерпретация согласуется с расположением Карачатырской зоны в области сутуры Туркестанского палеоокеана, где по геологическим данным предполагался меланократовый фундамент.

Литература

1. Таль-Вирский Б.Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М.: Недра, 1982. 271 с.
2. Зуев Ю.Н., Поликарпов А.А. Результаты геотермических исследований на Памире // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 107–114.
3. Белявский В.В. Геоэлектрическая модель Тянь-Шаня // Физика Земли. 1995. №1. С. 3–13.

Е.Е. Мусатов†

Санкт-Петербургское отделение Института литосферы окраинных и внутренних морей (СПБОИЛ) РАН, Санкт-Петербург, Россия

Неотектонический анализ мощностей осадочного чехла Баренцево-Карской материковой окраины

Неотектонический режим региона рассмотрен в [1, 3, 5, 7, 9]. Но почти неизученными остаются его количественные характеристики, которые должны быть рассчитаны с применением стандартных математических процедур.

Фактический материал. В основу работы положены структурные

карты по сейсмическим горизонтам III–IV (кровля разновозрастного складчатого фундамента), А (подошва триаса) и В-Б (кровля юры), составленные по результатам сейсмических работ МОБ ОГТ в м-бе 1:2 500 000; их уменьшенные версии опубликованы в [2, 4, 6, 7, 9]. Использовались также структурные карты по отражающим горизонтам D_1 (подошва неоген-четвертичного чехла) и E_1 (подошва верхнеплейстоценовых отложений) [1, 3, 10], построенные по данным одноканального сейсмического профилирования МОБ ЦЛ.. Учитывались батиметрические карты [1, 5, 8], совпадающие с сейсмическим горизонтом E_2 .

Методика. На каждой из вышеперечисленных карт по регулярной сети квадратов в условной прямоугольной системе координат рассчитывались средние значения изогипс, условно относимые к центру квадрата со стороной 2 см в масштабе карты. В исходный файл закладывалось девять признаков: H_1 – мощность верхнеплейстоцен-голоценовых осадков ($E_2 - E_1$); H_2 – мощность неоген-четвертичных отложений ($D_1 - E_2$); H_3 – глубина моря (E_2); H_4 – глубина залегания горизонта E_1 ; H_5 – глубина залегания горизонта D_1 ; H_6 – глубина залегания горизонта В-В; H_7 – глубина залегания горизонта А; H_8 – глубина залегания горизонта III-IV; H_9 – расчлененность донеогенового рельефа (D_1). Последний рассчитывался по формуле $H_9 = (H_{\max} + H_{\min}) / 2$, где H_{\max} и H_{\min} – максимальные и минимальные отметки кровли коренных пород (горизонт D_1) в каждом квадрате.

Для анализа мощностей был создан второй файл, куда вошли следующие признаки: M_1 – мощности верхнеплейстоцен-голоценовых ($E_2 - E_1$); M_2 – верхнемиocen-плейстоценовых ($D_1 - E_1$); M_3 – мел-палеогеновых (В-Б- D_1); M_4 – триас-юрских (А-В-Б) и палеозойских (III–IV-А) отложений. Распределение большинства статистик подчиняется нормальному закону; вариабельность признаков, асимметрия и эксцессивность в целом закономерно снижаются вверх по разрезу, а стандартное отклонение резко возрастает.

Обсуждение результатов. В результате Q-факторного анализа первого файла выделено пять основных факторов с суммарной дисперсией 95%. Их нагрузки приведены в табл. 1.

Таблица 1. Факторы статистической модели глубин залегания сейсмических горизонтов

Признаки Факторы	Вес факто- ров, %	H_1	H_2	H_3	H_4	H_5	H_6	H_7	H_8	H_9
Φ_1	40,4	0,23	0,15	0,48	0,49	0,50	0,25	0,24	0,19	0,21
Φ_2	27,2	—	0,13	0,19	-0,19	-0,14	0,45	0,52	0,48	-0,44
Φ_3	12,2	0,11	-0,84	0,19	0,19	—	-0,24	—	0,25	-0,28
Φ_4	10,0	-0,93	-0,09	0,09	0,08	—	—	0,16	0,17	0,23
Φ_5	5,2	—	0,43	0,07	0,07	0,18	-0,60	-0,24	0,45	-0,39

Таблица 2. Факторы статистической модели мощностей сейсмокомплексов осадочного чехла

Признаки Факторы	Вес факторов, %	M ₁	M ₂	M ₃	M ₄	M ₅
Ф ₁	34,8	0,24	0,44	0,82	0,80	0,41
Ф ₂	23,2	0,36	0,64	0,22	-0,33	-0,68
Ф ₃	19,0	0,90	-0,24	-0,18	-0,07	0,22
Ф ₄	15,3	-0,06	0,57	-0,28	-0,27	0,54
Ф ₅	7,4	-0,04	-0,15	0,40	-0,40	0,16

Высокие корреляции (0,5) первого фактора и подошвы новейшего чехла позволяют отождествить его с интенсивностью новейших погружений шельфа. Второй фактор, ввиду его максимальных корреляций (0,45–0,52) с глубинами сейсмогоризонтов в мезозое и палеозое (Н₆₋₈), соответствует унаследованности неотектонического режима от древних структурно-тектонических этапов. Близкие к единице (-0,84) отрицательные корреляции третьего фактора с мощностями кайнозойского чехла отражают некомпенсированность новейших погружений. Четвертый фактор связан с современными процессами эрозии из-за подавляющих отрицательных соотношений (-0,93) с голоценовым осадконакоплением.

Наибольшие значения первого фактора приурочены к материковому склону, а на шельфе – к осевым зонам Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба. По минимальным значениям выделяются участки шельфа, обрамляющие Балтийский щит, Тимано-Канинский выступ и орогены Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра, а также краевое шельфовое поднятие. По нагрузкам второго фактора как областей унаследованного развития в мезозое–кайнозое выделяются Западно-Сибирский бассейн и сам мегапрогиб, испытывавшие устойчивое погружение. Минимальные значения второго фактора близ Балтийского щита, Новой Земли, Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа объясняются, видимо, молодыми гляциостатическими движениями. Зона краевых поднятий и приокеанических желобов развивается в кайнозое (параллельно с раскрытием Евразийского суббассейна) автономно вне всякой связи с предшествующими этапами. По минимальным значениям третьего фактора выделяются Печорский и Западно-Сибирский бассейны, где новейшие опускания практически полностью компенсированы осадконакоплением. Напротив, впадины и желоба на шельфе характеризуются явной недокомпенсацией кайнозойских опусканий.

R-факторный анализ мощностей (табл. 2) выявил очень высокие корреляции первого фактора с мощностями мезозойских пород (0,82–0,80), второго – с новейшей седиментацией (0,64), третьего – с позднплейстоцен-голоценовым осадконакоплением (0,90), четвертого – с унаследованностью новейшей седиментации (0,57) от древних, позднпалеозой-

ских этапов (0,54). Наименее значимый пятый фактор отражает связь позднекайнозойского и мел-палеогенового осадконакопления (корреляция 0,40 при незначущих значениях других факторов). Максимальная унаследованность мезозойских и позднекайнозойских режимов седиментации характеризует центральные части Западно-Сибирского и Баренцево-Карского бассейнов. Наибольшие значения второго фактора отражают максимальные мощности молодых осадков во внутриматериковых бассейнах и на континентальном склоне. Участки современного дельтового осадконакопления и депоцентра морской седиментации, приуроченные к участкам голоценовых погружений, отражены в максимальных значениях третьего фактора. Обращает на себя внимание подобие характера позднепалеозойского и неоген-четвертичного осадконакопления в прогибах Уединения и Байдарацкого Карского шельфа. Мощности морских палеогеновых пород (0,7–1,0 км в – Южно-Карской синеклизе и 2,5 км – в Западно-Шпицбергенском прогибе) влияют на максимальные нагрузки пятого фактора.

Выводы. Режим максимального неотектонического воздымания и преимущественной денудации характеризует два пояса, вытянутых в субширотном направлении. Первый из них охватывает пограничные орогены с прибрежным шельфом, а второй – краевые архипелаги, формирующие «плечо трога» по обрамлению спредингового Евразийского суббассейна. Режим новейшего погружения и интенсивной кайнозойской седиментации характеризует периокеанические прогибы континентальных склонов, и в меньшей степени, – грабенообразные структуры Западно-Сибирского и Печорского бассейнов. Грабены и прогибы Баренцево-Карского бассейна, разделяющие два региональных пояса новейшего воздымания, также испытывают устойчивые опускания в кайнозое, но последние обычно не компенсированы осадконакоплением.

Унаследованными структурами являются впадины, прогибы и рифтогенные грабены окраинно- и внутриматериковых бассейнов. Краевое шельфовое поднятие, вытянутое вдоль континентального склона, автономно развивается в кайнозое вне всякой связи с мезозойским и более древним структурно-тектоническими планами, отражая, видимо, процесс формирования Евразийского океанического суббассейна. Краевые желоба Франц-Виктории, Воронина и другие также являются наложенными морфоструктурами. Ряд валов и прогибов на севере Карского моря испытал инверсию в позднем кайнозое. Современные шельфы, расположенные по периферии молодых спрединговых бассейнов, испытывают явную недокомпенсацию новейших погружений. Последняя вообще является характернейшей чертой развития пассивных континентальных окраин на ранней стадии их эволюции.

Литература

1. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С.Грамберга. Л.: Недра, 1988. 264 с.

2. Карта рельефа поверхности складчатого фундамента арктических морей СССР и сопредельных территорий / Под ред. И.С.Грамберга, Ю.М.Пушаровского. М-б 1:5 000 000. М.: МингеоСССР, 1986.
3. Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76–84.
4. Семин Б.В., Штилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск: Кн. Изд-во, 1989. 278 с.
5. Штилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
6. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России / Под ред. Н.А.Богданова, В.Е.Хайна. М-б 1:2 500 000. М.: ИЛ РАН, 1996. Объясн. зап. 94 с.
7. Antonsen P., Elverhoi A., Dypvik H., Solheim A. Shallow bedrock geology of the Olga Basin Area, Northwestem Barents Sea // AAPG Bull. 1991. Vol. 75, № 7. P. 1178–1194.
8. Bathymetry of the Barents and Kara Seas / N.Z.Cherkis, H.S.Fleming, M.D.Max et al. Scale 1:2 000 000. Washington: Naval Research Laboratory, 1991. Sheet 1.
9. Eldholm O., Faleide J.L., Myhre A.M. Continent – ocean transition at the Western Barents Sea / Svalbard continental margin // Geology. 1987. № 15. P. 1118–1122.
10. Solheim A., Kristoffersen Y. Sediments above the upper regional unconformity: Thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history // Norsk Polarinstutt Skrifter. Oslo, 1984. Vol. 179B. P. 3–36.

Ю.Е. Мусатов

*Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ),
Санкт-Петербург, Россия*

К проблеме орогения и горообразования

Термин «орогения» переводится с греческого в точности как «горообразование». Обычно в геологической литературе эти термины употребляются как синонимы; при этом достаточно часто, даже чаще всего, под орогениями подразумеваются эпохи складчатости, в том числе завершающей геотектонические циклы, по возрасту которой и проводится главным образом тектоническое районирование. Поэтому часто полагается (хотя редко прямо формулируется), что эпохи складчатости совпадают с периодами существования высоких горных сооружений в геоморфологическом смысле. Однако не только резкое усиление складкообразовательной деятельности характерно для таких орогенических эпох; помимо этого, им соответствуют усиление процессов регионального метаморфизма и гранитизация. Такой подход к проблеме горообразования геологического прошлого, конечно же, связан с идеями, в наиболее законченном виде сформулированными в работах Г.Штилле [7] («канон Штилле»). Орогенические (горообразующие) движения противопоставляются эпейрогеническим («создающим материк»). Первым свойственны кратковременность проявления в геологическом масштабе времени и максимум структурообразующего эффекта (создание наиболее сложных и крупных пликативов и дизъюнктивов).

В качестве характерного примера можно привести Дальсландскую структурно-формационную провинцию (Южная Швеция) на Балтийском щите. В ее пределах чрезвычайно широко развиты глубокометаморфизованные породы с абсолютными возрастными метаморфизма порядка 0,9–1,2 млрд лет; эти структуры часто считаются принадлежащими самостоятельному «готскому» геотектоническому циклу среднего рифея. Одновозрастные же магматические и осадочные формации в Дальсландской провинции практически отсутствуют, поэтому выделяют особый дальсландский тип глыбовой орогении (горообразования).

Однако обязательно ли резкому усилению процессов регионального метаморфизма должно соответствовать поднятие горных хребтов как геоморфологических форм? Ведь для регионального метаморфизма, как и для гранитизации, необходимо нахождение глубоко в настоящее время метаморфизованных пород на значительной глубине, при соответствующих данной фации метаморфизма давлениях и температурах (достижение породами при погружении «фронта сплошной гранитизации»). По существу, ни одного надежного довода в пользу этого нет, если не считать увеличения мощности земной коры под современными горами (корни гор) и не рассматривать при этом земную кору (геологическое тело сейсмологической специализации [4]) как горнопородное образование, а границу Мохо – как подошву горных пород вообще или как нижнюю границу гипергенной оболочки («первичную» поверхность Земли). Скорее всего, это совершенно не так, поскольку граница Мохо, как и остальные пологие сейсмические границы раздела (границы раздела II рода) является очевидно подвижной или скользящей относительно вещественной структуры.

Что касается складкообразования исключительно в орогенические эпохи, то еще в классических работах С.С.Шульца-ст. [5, 6] было показано, что этот процесс не менее длителен, чем процесс осадконакопления, поскольку к образованию всех типов складок приводит отнюдь не только постседиментационная, но и конседиментационная складчатость. Образование угловых несогласий, по которым и выделяются фазы складчатости или орогенические эпохи, связано исключительно с периодами размыва, в течение которых никаких особенно заметных структурообразующих процессов вполне может и не происходить.

Типичными примерами являются повсеместные резкие угловые несогласия в подошве осадочных чехлов древних платформ, имеющие отнюдь не «карельский», эпираннепротерозойский возраст, когда была в основном создана тектоническая структура кристаллического фундамента (складчатого основания) платформ, а рифейский, довендский, когда наряду с формированием разветвленной и связанной системы авлакогенов поверхность фундамента подвергалась глубокому и длительному размыву. В свете этого эпейрогенические, непрерывно проявляющиеся крупные волнообразные движения земной коры (в том числе и «аркогенез») вполне могут рассматриваться как проявления первичного, по

С.С.Шульцу-ст. [6], тектогенеза, нарушающего под воздействием действительно глубинных процессов гравитационное равновесие в земной коре и на земной поверхности, а орогенические – как проявления вторичного, восстанавливающего это равновесие и действительно приводящего к формированию наиболее сложных и резких тектонических структур. Оба эти процесса тесно увязаны друг с другом во времени и пространстве; один немислим без другого.

Таким образом, никаких особенных фаз горообразования не устанавливается, хотя само существование геотектонических циклов, конечно же, бесспорно, а вопрос о связи поднятия гор со структурообразованием остается. Сам термин «горообразование» пришел в геологию отнюдь не из геоморфологии, а из горного дела, где под «горой» понимается не форма или элемент рельефа, а горная порода. В.В.Белюсов в последних работах [2] уже указывал, что максимум складкообразования, вплоть до создания пучков изоклинальных складок, распространяющихся из интрагеоантиклиналей, наряду с метаморфизмом и гранитизацией, характерны вовсе не для орогенного режима, а для инверсионной и постинверсионной стадий геосинклинального развития. Орогенный же режим однозначно отождествлялся им с геоморфологическим оформлением горных сооружений, причем эпиплатформенное горообразование связывалось с горячим состоянием мантии (поднимающимся астенолитом) и холодным – коры, а эпигеосинклинальное – с горячим состоянием коры и мантии.

Здесь необходимо оговориться, что все современные горы являются, строго говоря, эпиплатформенными, так что отпадает необходимость выделения двух соответствующих типов; их еще нередко называют глыбовыми и складчатыми горами. Это определяется тем, что даже горные хребты, наследующие положение альпийских антиклинориев, возникли не в результате складкообразования и формирования самих антиклинориев, а за счет последующих блоковых или глыбовых движений. Время поднятия хребтов отделено от эпохи альпийской складчатости периодами выравнивания рельефа с формированием соответствующих поверхностей. Поэтому существование в том или ином регионе орогенного режима никак не зависит от предшествующего тектонического развития [3]. Тем не менее, эти два «типа» гор отличаются друг от друга механизмами изостатической компенсации [1]: если для гор, возникших на месте молодых подвижных поясов, до 75 % компенсации приходится на увеличение мощностей коры и лишь 25 % – на вариации плотностей компенсируемых и компенсирующих масс, то для гор, образовавшихся на месте длительно существовавших платформ, вклад увеличенной мощности коры – не более 50–60%, и особенно значителен вклад пониженной плотности компенсирующих масс (разуплотнения в объеме астенолита). Вероятно, это следует связывать с различными реологическими свойствами гипергенной оболочки [4] разных геоструктурных областей.

Таким образом, следует, что современные горы образовались на новейшем тектоническом этапе истории Земли, но не в течение альпийского (тихоокеанского) цикла тектогенеза, а уже в последующую эпоху. Их формирование связано не с орогеническими движениями, а с эпейрогеническими, т.е. с процессами первичного тектогенеза; современные горы представляют собой чаще всего огромные складки основания (гигантские горст-мегаантиклинории), хотя происхождение конкретных молодых структур обусловлено процессами вторичного тектогенеза. Что касается рельефа «орогенических эпох» геологического прошлого, то он может рассматриваться вне зависимости от принятия той или иной геотектонической гипотезы: это могут быть и зоны столкновения литосферных плит (континентальной с континентальной либо континентальной с океанической), и глубокие прогибы, заполняющиеся осадочно-вулканогенными образованиями, испытывающими интенсивную складчатость, и разделяющиеся растущими вулканотектоническими поднятиями.

В качестве достаточно характерного примера может, наверное, рассматриваться Камчатка на позднемиоценовом, а также кайнозойском (доплиоценовом) этапах своего развития. Вероятно, рельеф заключительных стадий геотектонических циклов был весьма расчлененным, на что прямо указывают молассовые формации. Его невозможно реконструировать обычными геоморфологическими либо неотектоническими методами, поскольку он срезан в эпоху планации, предшествовавшую началу неотектонического этапа. По таким поверхностям выравнивания и датируется начало новейшего этапа. Однако, несмотря на очевидную глубокую расчлененность этого рельефа, никаких высоких и тем более высочайших гор не возникало (речь может идти лишь об отдельных вулканах центрального типа).

Если достаточно осторожно применять актуалистический метод к событиям геологического прошлого, то существование подобной современной глобальной системы горных поясов континентов и океанов (или процессов глубинного разуплотнения вещества, приведших к их оформлению, так как тектоническому процессу не обязательно соответствует геоморфологическое выражение) возможно предполагать в эпохи, следующие за завершающими стадиями геотектонических циклов. Для фанерозоя это – время, следующее за завершением каледонского и герцинского тектогенеза – девон и пермо-триас.

Литература

1. *Артемьев М.Е.* Современное состояние проблемы изостазии // Стросние и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 216–252.
2. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
3. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1979. 247 с.
4. *Косыгин Ю.А.* Тектоника. М.: Недра, 1988. 462 с.
5. *Шульц С.С.-ст.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 348 с.

6. Шульц С.С. (ст.) Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра, 1979. 279 с.
7. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.

Ю.Е. Мусатов¹, Е.Е. Мусатов†²

Неотектоника Беломорского шельфа и смежных областей

Депрессия Белого моря располагается на сочленении мегаструктур Балтийского щита. Русской плиты и Тимано-Канинской складчатой области. Складчатый фундамент, представленный кристаллическими породами архея и нижнего протерозоя, разбит разломами на многочисленные блоки и обнажается преимущественно вблизи Карельского берега, в Кандалакшском заливе и вдоль восточного побережья Кольского полуострова. Древнейшие породы чехла, представленные терригенными отложениями рифея, развиты в бассейновой части Белого моря и вдоль Терского берега. К югу и востоку от них в пределах Горла, Двинской и Онежской губ выходят вендские песчаники, алевролиты и аргиллиты. Средне- и верхнепалеозойские образования распространены в Мезенской синеклизе и на Канинском шельфе, где складчатым фундаментом для них служат породы верхнепротерозойского комплекса, обнажающиеся на Канином Камне и мысе Лудоватом.

В простираниях новейших дизъюнктивных структур региона отчетливо выделяются два резко преобладающих направления: продольное и поперечное. Первое из них (северо-западное) связано с простираниями разломов [4], обусловивших внутреннюю структуру Кандалакшского грабена (Центральная зона разломов, Прибрежно-Кандалакшский, Кандалакшско-Усть-Двинский, Прибрежно-Терский, Прибрежно-Корельский, Летне- и Зимнебережный, Южно-Онежский, Усть-Онежский разломы и ряд других); второе – с северо-восточными разломами, определяющими внутреннюю делимость грабена на ряд ступеней (разломы Западно- и Восточно-Соловецкий, Стрельнинский, Горла Белого моря, Онежско-Кулойский и др.). Амплитуды смещения вдоль разломов, как и концентрация дизъюнктивных структур на единицу площади, явно «затухают» как в юго-восточном направлении (по мере удаления от наиболее погруженной части грабена) вдоль простирания грабена, так и в поперечных направлениях (к юго-западу и северо-востоку от грабена).

По мере уменьшения амплитуд и контрастности неотектонических движений отмечается некоторое увеличение ширины зон неотектонических деформаций. Кроме того, явные отличия устанавливаются в характере новейшей тектонической активизации щита [1, 4] и прилегающих

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Россия.

² Санкт-Петербургское отделение Института литосферы окраинных и внутренних морей (СПБОИЛ) РАН, Санкт-Петербург, Россия.

частей плиты. Движения в районах щита являются гораздо более дифференцированными (особенно явно эта закономерность проявляется за пределами картируемой площади, в районе устьевой части Кандалакшского залива и прилегающих районов Кольского полуострова и Северной Карелии). Создается впечатление, что деформации в пределах щита в течение большей части новейшего этапа развивались по характеру хрупких, в то время как в пределах плиты преобладали пластические, более медленные и спокойные деформации.

Такая разница в «стиле» неотектонической активизации данных смежных областей может объясняется неоднородной реакцией слагающих близповерхностные части литосферы горных пород на изменяющиеся в течение новейшего этапа поля напряжений. В качестве активного процесса предполагается последовательное развитие рифтогенной структуры Кандалакшского грабена, глубоко проникающего как в пределы щита (к северо-западу), так и в прилегающие части плиты. Оперяющие эти продольные структуры поперечные разломы, видимо, связаны с жесткой реакцией недр на напряжения избыточного сжатия, распространяющиеся от осевой части грабена в обоих поперечных направлениях. В пределах щита с такими поперечными разломами обычно связаны выраженные в рельефе фиорды и их наземные продолжения [3] в виде погребенных и полупогребенных грабеновых структур.

В пределах щита развитие неотектонических деформаций происходило на фоне резкого преобладания избыточных напряжений горизонтального сжатия. В пользу этого свидетельствуют данные о нахождении вблизи или даже на поверхности современного эрозионного среза высоконапряженных массивов горных пород [2, 6], избыточные горизонтальные напряжения в которых часто весьма значительно (на 100–500 кг/см²) превышают гравитационное давление вышележащих толщ. При этом оси максимальных сжимающих напряжений обычно ориентированы вкрест простирания дизъюнктивных структур. Это и определяет преобладание в пределах щита взбросо-надвиговых и сдвиговых дизъюнктивных дислокаций [4], отражающих условия сжатия. Сбросовые и сбросо-сдвиговые дислокации развиты в структурах, испытавших погружение в течение неотектонического этапа. Это – в первую очередь структуры Кандалакшского грабена, а также ряд других продольных структур в пределах Карелии и Кольского полуострова.

Единственным исключением являются продольные разломы самого Кандалакшского грабена и ряд других структур, например, сейсмогенетическая зона, протягивающаяся практически от устья Кандалакшского залива через озеро Имандра и смежные части Хибинских тундр, Монче-, Чуна- и Волчьих тундр до Кольского залива), т.е. те области и зоны, для которых предполагается активное проявление в новейшее время процессов первичного тектогенеза.

«Затухание» новейшей геодинамической активности в юго-восточном направлении (т.е. в целом от щита в глубь плиты) определя-

ется как активным развитием структуры Кандалакшского грабена (его постепенным «разрастанием» как в северо-западном, в глубь щита, так и в юго-восточном, в пределы плиты, направлениях от наиболее погруженной в настоящее время части с наиболее утоненной корой), так и существенно иной реакцией недр на изменяющиеся поля напряжений. Напряженное состояние пород платформенных чехлов (плитных комплексов) в целом определяется [2] геостатическими причинами: избыточные горизонтальные или субгоризонтальные напряжения [6] в их пределах обычно не регистрируются, что связано в том числе и с повышенной пластичностью осадочных пород.

Блочные движения в фундаменте плиты, безусловно, имели место как в течение неотектонического этапа, так и в плейстоцене и, особенно, в голоцене, однако наличие осадочного чехла с увеличивающимися в юго-восточном направлении мощностями служило определенной «смазкой», демпфирующей возникающие напряжения. Тем не менее, процессы новейшей активизации проникли и продолжают проникать (в юго-восточном направлении) и в пределы плиты. В северо-восточной части территории в пределах Кулойского плато максимальные амплитуды как новейшего, так и плейстоценовых и голоценовых поднятий связаны, очевидно, с тем, что этот район заключен между активным на юго-западе и продолжениями весьма активного в новейшее время линеймента Карпинского – Усть-Мезенским и Северо-Кулойским разломами. Поскольку поднятыми у данных дизъюнктивных структур являются юго-западные крылья (а у Зимнебережного и Усть-Двинского разломов – северо-восточные), то возможно предполагать связь поднятия Кулойского плато с наличием избыточных напряжений сжатия (во всяком случае, в фундаменте). Импульсы дополнительного горизонтального сжатия распространяются навстречу друг другу в северо-восточном и юго-западном направлениях, соответственно, от вышеупомянутых структур – в сторону от опущенных к поднятым крыльям.. Таким образом, по аналогии с лучше изученными в плане новейшей дизъюнктивной тектоники районами щита возможно предполагать более глубокое заложение и более активное развитие геодинамически активных зон северо-западного простирания в пределах плиты, т.е. проявление процессов первичного тектогенеза в их пределах. Для геодинамически активных зон поперечных, главным образом северо-восточных, простираний, вероятно, следует предполагать их проявленность в результате процессов вторичного тектогенеза, их относительно неглубокое заложение и относительно спокойное геологическое развитие.

Неотектонический этап развития рельефа в регионе начался в конце олигоцена [7]. В это время впадина Белого моря представляла собой область сноса, что прямо подтверждается отсутствием осадков соответствующего возраста и, косвенно, – наличием олигоценовых и миоценовых кор выветривания на Кольском полуострове. При дальнейшей активизации древних разломов произошли крупные опускания, в частности,

формирование Кандалакшского грабена, и в плиоцене регион вступил в этап новейшего осадконакопления. В конце плиоцена в результате общего воздымания произошло активное врезание речных долин, погребенные фрагменты которых установлены в подошве новейшей толщи. Они образуют единую систему с баренцевоморской речной сетью, что особенно очевидно для долин в районах Воронки и Мезенской губы. Наиболее активный плейстоценовый этап осадконакопления характеризовался чередованием эпох морских трансгрессий и крупных регрессий, совпадающих с эпохами покровных оледенений. Материковые льды, спускаясь с Балтийского щита, проходили через Кандалакшский залив, Онежскую и Двинскую губы [1, 5]. В ходе послеледниковой трансгрессии образован прерывистый плащ ледово-морских и морских осадков и морфологически завершено развитие современного донного рельефа и конфигурации берегов Белого моря.

Литература

1. Амантов А.В. Геологическое строение осадочного чехла бассейнов Северо-Запада России // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 25–46.
2. Кротошкин П.Н. Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы // Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 5–31.
3. Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е. О тектонической обусловленности фиордов Западной Арктики // Изв. ВГО. 1990. № 4. С. 337–340.
4. Мусатов Ю.Е. Современная геодинамика Балтийского щита (на основе данных по Кольскому полуострову) // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 53–56 (Материалы XXXI Тектонич. совещ. Т. 2).
5. Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др. Геология Белого моря // Сов. геология, 1980. №4. С. 45–55.
6. Hast N. Global measurements of absolute stresses // Philos. Trans. Roy. Soc. L. Ser. A. 1973. Vol. 274, №239.
7. Paleogeographical Atlas of the Shelf Regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic / Eds. M.N.Alekseev, I.S.Gramberg, Yu.M.Pustcharovsky. G.B., Robertson Group, 1991. 301 p.

О.В. Мясников

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

Энергетическая модель развития платформенной грабеновой структуры

Через литосферу проходит непрерывный энергопоток, который вызывает к активизации в ней внутренние источники энергии, приводящие к внутренним преобразованиям и перестройкам. Размеры, шаг и энергия дислокации взаимосвязаны [1, 2]. В общем случае зависимость энергии E от скорости и размера движущейся дислокации выражается формулами:

$$E = m_0 v_0^2 / \sqrt{1 - v^2 / v_0^2}; \quad l_v = l_0 \sqrt{1 - v^2 / v_0^2};$$

$$m_0 = 2/\pi \cdot a/l_0 \cdot m, \quad (1)$$

где: l – размер; a – шаг; v – скорость дислокации; v_0 – скорость звука; m – масса ячейки дислокации; m_0 – эффективная (зависящая от скорости) масса.

Результаты ретроспективных реконструкций и моделирования развития Припятского палеорифта позволяют выделить общие пространственно-временные закономерности и последовательности в развитии процессов рифтогенеза.

Дислокации – механические, физические, химические и (или) комплексные нарушения сплошности (состава, состояния, свойств) слоистых толщ, фиксируемые в инфраструктурах геофизических, геохимических и иных полей. Механические нарушения происходят при условии равенства дислокации и деформации и ...приводят к деформации морфоструктуры страторельефа, вариациям мощностей, образованию или трансформации разломных сетей [3].

В инфраструктуре и волновых параметрах вышеназванных полей выделяются объекты, участки с различными тектоническими режимами развития, отражаются характер дислокаций, интенсивность деформаций, условия обособления тектонических структур и комплексов от складчатых до разрывных, в том числе в сочетании различных иерархических ступеней [4–7]. Ряды волновых полей – показатели состояния, направленности (прогресс и регресс), энергетики (развитие и затухание), внутренней цикличности, внешних переходов и других процессов тектонических систем или генетическая характеристика дислокаций.

Волновые поля дислокаций отражают характеристики тектонических волн [8], поля деформаций – пространственных. Соотношения LT -параметров тектонических и пространственных волн отвечают соответствующим стадиям развития палеорифтов. Границы между колебательными ритмами тектонических волн практически отвечают фрактальной размерности плоскости блока-кластера:

$$r(N) = (1/N)^{1/d}, \quad (2)$$

где: r – число раз, на которое делится образующая; N – любое целое число; d – размерность подобия (для плоскостей равна 2). [9]

Морфорежимная асинхронность – это последовательное во времени фазовое смещение (отставание или опережение) в пределах участка исследуемой территории метрически идентичных однопорядковых пространственных волн (поле деформаций) и тектонических (поле дислокаций) или морфо- и режимно-структурных планов. В зависимости от направления или фазы процесса развитие режимно-структурного плана опережает на этап, находится на гармонике выше (ниже) морфоструктурных дислокаций. Этапность развития палеорифта в зависимости от соотношения тектонических и пространственных волн приведена на рис. 1.

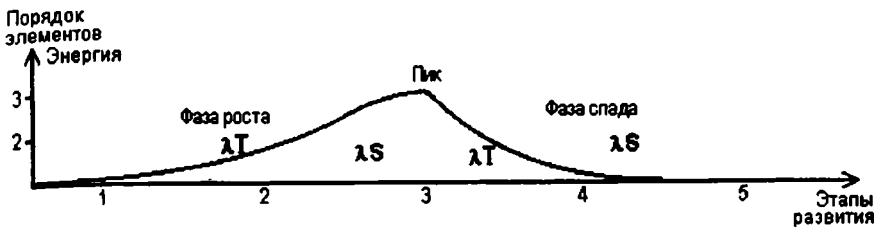


Рис. 1. Фазово-энергетическое отражение этапности и асинхронности формирования палеорифтовой структуры

Развитие процесса формирования внутренней структуры представлено простейшей моделью обмена энергией между эндо- и экзосферами посредством проходящей сквозь слоистую толщу сферической волновой аномалии глубинного энергопотока с несколькими концентрическими частотными фронтами (рис. 2).

Работа по трансформации среды соответствует синергетике процесса, зависит от направления энергетического обмена, нарастания или убывания энтропии. В фазу роста энергонасыщения (формула 1), первый, второй и частично третий этапы, происходит подавление гравитационной энергии эндогенной, рост энтропии, переход системы из стабильного статического равновесия в квазистабильное подвижное динамическое. Тектоническая волна гармонически опережает пространственную, создавая приоритет дислокации над деформацией, опережение детализации (на порядок выше) в развитии элементов режимно-структурного плана относительно морфоструктурных элементов.

Третий этап (переходный) динамической стабилизации: пик развития, пересечение, пространственной и тектонической волн. Точка пересечения волн — момент квазистабильного динамического равновесия, момент «бифуркации», смена направления процессов от детализации, дробления к генерализации.

В фазу убывания эндогенной энергии (формула 1), финал третьего, четвертый и пятый этапы, высвобождения и приоритета гравитационной энергии, происходят максимальные деформации толщи, возврат к состоянию стабильного статического гравитационного равновесия. При спаде энергии структурообразующими факторами выступают гравитация, колебания уходящих волновых фронтов и предшествующий план дислокации, гармоническое опережение пространственной волны тектонической, генерализация, опережение (на порядок ниже), развитие режимно-структурного плана и морфо-структуры.

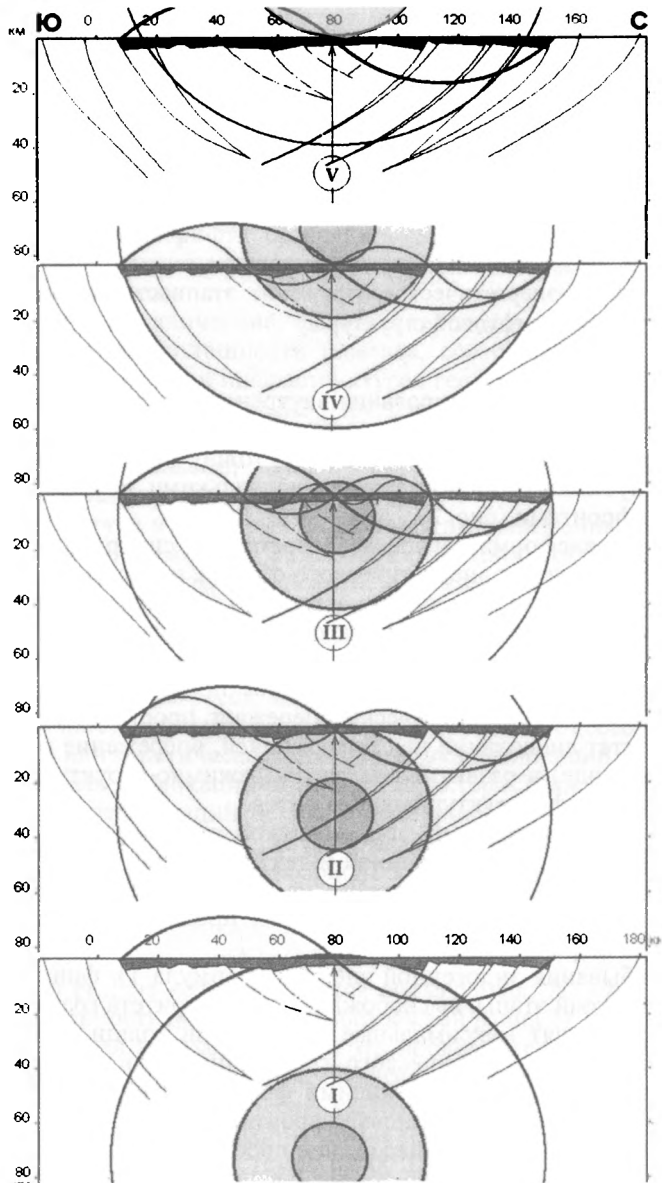


Рис. 2. Простейшая волновая тектоническая модель этапного развития отрицательной линейной структуры
 Пояснение см. в тексте

Литература

1. Ньюэлл А. Солитоны в математике и физике. М.: Мир, 1989. 276 с.
2. Филиппов А.Т. Многоликий солитон. Л.: Наука, 1990. 283 с.
3. Шатский Н.С. Избранные труды: В 4 т. М.: Наука, 1964. Т. 2. 720 с.
4. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
5. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
6. Шерман С.И. Современные проблемы экспериментальной тектоники // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика: Сб. научн. тр. Ин-та геофизики АН УССР. Киев: Наука думка, 1991. С. 3–12.
7. Арнольд В.И. Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.
8. Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Природа тектонических волн // Вопросы нелинейной геологии и геодинамики: М.: ГЕОС, 1998. С. 58–64 (Материалы III семинара по нелинейной геологии и геодинамике РАН, ГИН РАН, ОИФЗ РАН).
9. Федер Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 260 с.

Б. Наливкина

ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕ-ГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

Модель глубинного строения древней коры континентов

I. Комплексное – геологическое, петрографическое, геохимическое, геофизическое – исследование раннедокембрийской земной коры Балтийского, Украинского, Енисейского щитов, фундаментов Русской, Сибирской платформ, сверхглубоких скважин, анализ литературных данных областей развития раннего докембрия позволили разработать эмпирическую концепцию эволюции раннедокембрийской земной коры. Концепция является основой установления взаимосвязи образований древней континентальной коры во времени и пространстве и представления модели глубинного строения разнотипных геотектонических структур.

II. Земная кора в раннем докембрии (3,5; 3,7–1 млрд лет) образовалась путем «единства и борьбы» стадий океанизации и континентализации. Океанизация – преобладающее развитие мафического магматизма и изохимического метаморфизма. Континентализация – преобладающее развитие салического магматизма и аалохимического метаморфизма. При этом ведущими являлись процессы эндогенного тепломассопереноса. Древнейшая континентальная кора – это кора океаническая, прошедшая региональную гранитизацию. Два главных процесса определяют формирование континентальной коры – гравитационная дифференциация и, нарушающий ее привнос эндогенного вещества по зонам разломов вследствие центробежных сил вращения Земли.

III. Среди стадий океанизации и континентализации во времени выделены следующие: океаническая, континентальная (AR₁); океанизации

континентальной коры, кратонизации (AR_2-PR_1); рифтогенеза, регенерации кратонов (PR_1^2). Во времени мозаичные тектонические структуры сменились поясовыми, затем поясово-блоковыми. Магматические и ультраметаморфические формации уменьшались по масштабам проявления и усложнялись по составам. Метаморфизм уменьшился по интенсивности, масштабам проявления и усложнялся по характеру.

IV. Глубинное строение раннедокембрийской земной коры усложнилось во времени. В нем обособились участки с полно представленным «базальтовым» слоем, мощным и редуцированным «гранитным» слоем, тесно связанные с мантией и разделенные зонами долгоживущих глубинных разломов. Глубинное строение континентов в значительной мере сформировалось в раннем докембрии. Оно определяется стадиями развития земной коры, различные уровни глубинности образований которых представлены в тектонических блоках на поверхности современного эрозионного среза.

V. Выделены следующие типы глубинного строения раннедокембрийской земной коры: 1) океанической стадии – древний «гранулитобазитовый» слой; 2) континентальной стадии – образования нижней части гранитно-метаморфического слоя; образования гранитно-метаморфического слоя; 3) стадии океанизации континентальной коры – образования, разрушающие гранитно-метаморфический слой и наращивающие «гранулитобазитовый»; 4) стадии кратонизации – образования, наращивающие гранитно-метаморфический слой, создающие главную его массу; 5) стадии рифтогенеза – образования разрушающие гранитно-метаморфический слой; 6) стадии регенерации кратонов – образования, наращивающие, усложняющие гранитно-метаморфический слой и спаивающие воедино ранее нарушенный гранитно-метаморфический слой. Каждый из указанных типов различается глубинным строением «гранитного» и «базальтового» слоев, глубиной залегания поверхности М. Например, образования стадии кратонизации характеризуют блоки земной коры с наиболее погруженной поверхностью М и уплотненной мантией.

VI. Модель глубинного строения древней коры континентов определяется эволюцией вещества во времени, имеющей стадийный характер, и его пространственным соотношением в блоках земной коры. К пограничным эпохам стадий океанизации и континентализации и пограничным поясам и узлам сочленения блоков земной коры разного глубинного строения тяготеет главная масса эндогенного оруденения.

Тектонические элементы литосферы Северо-Западной и Центральной Азии

Выполнен комплексный геолого-геофизический анализ обширных опубликованных данных и собственных материалов по глубинному строению Восточно-Европейской и Сибирской платформ, Уралу, Западной и Восточной Сибири, Казахстану, Алтае-Саянской области, Монголии и Китаю [1–3]. Разработаны геолого-геофизические модели глубинного строения Урала, Северного Тянь-Шаня, Центрального и Восточного Казахстана, Западной Монголии и Китая, проведено их структурно-металлогеническое районирование [4–6]. Рассмотрено положение Уральско-подвижного пояса относительно Восточно-Европейской и Сибирской платформ [7] [W. Hamilton, 1970], а также геодинамика и история развития Центрально-Азиатского пояса [Моссаковский и др., 1993].

Главное внимание при этом уделено структурным элементам впервые выделенной Алтайско-Западно-Сибирской тектономагматической системы (ТМС) планетарного масштаба. Эти элементы определяют особенности строения литосферы и характер размещения полезных ископаемых Северо-Западной и Центральной Азии [1, 3].

Алтайско-Западно-Сибирская ТМС является важнейшим геотектоническим элементом Урало-Казахстано-Охотского пояса Евразии и заключена между тремя древними платформами – Восточно-Европейской, Сибирской и Китайской. Ее внутреннее строение обусловлено их сложным взаимодействием на протяжении длительного времени. На ЮЗ она срезается Мангышлак-Предкзылкумским поясом и перекрывается альпийскими структурами Памира, Гиндукуша и Копетдага, на С и ЮВ – выклинивается. Система сформировалась в период с позднего докембрия до начала триаса на месте кратона, в раннем докембрии составлявшим единое целое с указанными платформами. В плане она имеет серповидную форму с вогнутой восточной и выпуклой западной частями. Ее длинная ось, протяженностью 4800 км, меняет свое простирание с СЗ на субмеридиональное, короткая (2100 км) – ориентирована в субширотном направлении. Глобальное положение системы определяется нахождением ее в пределах отрицательной Центрально-Азиатской аномалии гравитационного потенциала геоида, имеющей к ЮВ и В систему локальных линейно-вытянутых минимумов и максимумов с интенсивными градиентными зонами.

В магнитном поле, полученном при спутниковых полетах на высоте

¹ ФГУП НПЦ «Недра», Ярославль, Россия.

² Институт геологических наук (ИГН) НАН Казахстана, Алматы, Казахстан.

³ Уралгеолком, Екатеринбург, Россия.

400–500 км, ей соответствует область положительных аномалий, вытянутых также в ЮВ и В направлениях. Эта аномальная область окружена обширными минимумами, соответствующим структурам Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

Рассматриваемая ТМС характеризуется концентрично-дуговым строением. Ее эпицентр расположен в восточной части акватории оз. Балхаш (в пределах Балхашского литосферного блока), гипоцентр – в верхней мантии, в центре астеносферного воронкообразного погружения, выделенного по результатам МТЗ и ГСЗ [6, 8].

Внутреннее строение ТМС определяют три главных элемента: концентрически-дуговые вулканоплутонические пояса (ВПП), грабены (грабен-рифты) и древние литосферные блоки. Вулканоплутонические пояса и грабен-рифтовые структуры характеризуются преобладающим фемическим, а литосферные блоки – существенно сиалическим составом, что позволяет выделять эти элементы по картам магнитного и гравитационного полей, а также по результатам МТЗ и ГСЗ. Длина ВПП колеблется от 230 до 6100 км, ширина – от 15 до 150 км, грабенов и грабенрифтов, – соответственно, от 250 до 1300 км при ширине до 120 км. Литосферные блоки являются гигантскими «обломками», заключенными между ВПП и грабен-рифтами, скрепленными в единую систему.

Образование ТМС обусловлено неоднократным и длительным ступенчатым проседанием литосферной сиалической плиты над воронкообразным погружением астеносферы. Разрывы проседающей плиты являлись концентрически-дуговыми и радиальными раздвигами, относящимися к разряду глубинных подвижных зон (ГПЗ). По геофизическим данным, раздвиговые зоны и контролируемые ими структуры уходят своими корнями в астеносферу и тесно связаны с активизированной мантией. Раздвижение литосферных блоков сопровождалось их перемещением по поверхности астеносферного слоя преимущественно к центру воронкообразной депрессии.

Чередование растяжения и сжатия, очевидно, присуще в целом процессу погружения. Сдвигению проседающей литосферной плиты соответствует формирование в ней концентрических систем раздвигов. При этом вовлекаемые в нисходящие движения верхние блоки «догоняют» нижние и оказывают на них давление через толщу пород, заполнивших межблоковое пространство. Поэтому на фоне общего центростремительного перемещения блоков происходит постоянная смена растяжений сжатиями.

Первоначальная форма ТМС, вероятно, была округлой; затем под воздействием сжимающих напряжений в мезозое, направленных с СВ на ЮЗ, была деформирована и приобрела современный облик. Деформация сильнее всего проявилась в средней части СВ борта системы под воздействием Сибирской литосферной плиты (район Рудного Алтая, Чарского пояса, Чингиз-Тарбагатай и Восточного Прибалхашья). Здесь элементы поясов оказались сильно сближенными, сдавленными и выгну-

тыми к ЮЗ. Реконструкция этого участка показывает, что величина его выгибания к ЮЗ превышает 120 км от первоначального положения. Глубинным проявлением сдавливающих усилий явилось скучивание коры и образование литосферных слоев, а также субгоризонтальные смещения с СВ на ЮЗ как внутри коры на 25–50 км, так и всего корового участка относительно подкоровой части литосферы с суммарной амплитудой более 80–150 км. Механизм этих деформаций раскрывается по Алтайскому профилю, построенному по геолого-геофизическим данным (сейсмологии, ГСЗ-МОВ, МТЗ, гравиметрии, магнитометрии, геотермики и др.). В сравнении с ним анализируются материалы по Уральскому профилю, пересекающему структуры в районе Уральской сверхглубокой скважины.

В истории развития литосферы Северо-Западной и Центральной Азии намечаются три основных этапа: архейско-раннепротерозойский, рифейско-палеозойско-раннемезозойский и мезозойско-кайнозойский [9].

На первом этапе сформировался кристаллический фундамент с субплатформенным чехлом, на втором – образовалась Алтайско-Западно-Сибирская ТМС, в мезозое произошла ее интенсивная деформация. С конца мезозоя, вплоть до настоящего времени, происходит воздымание всего участка Северо-Западной и Центральной Азии. Максимальная скорость ступенчатого воздымания характерна для южной части системы с образованием гор Тянь-Шаня, минимальная – для северной. Высота гор на юге, превышающая 5–7 км, примерно равна глубине относительного погружения на севере, судя по мощности молодых осадков. Г.Н.Щерба отмечает повторение более древних механизмов палеозоя с центром в Балхашском блоке, считая современные системы Тянь-Шаня альпийскими геологическими торосами [1, 2].

Минералогия Северо-Западной и Центральной Азии по-новому рассматривается в связи с выделенными главными тектоническими элементами современной структуры литосферы: с существенно фемическими концентрически-дуговыми поясами, вмещающими разновозрастное и разнотипное оруденение (железо, медь, молибден, свинец, цинк и др.), и с существенно сиалическими блоками протоплатформы с металлогенией преимущественно гранитоидного профиля (редкие металлы). С тяготеющими к этим блокам верхнепалеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими впадинами связаны нефтегазоносные бассейны [10].

Предложенная концепция требует нового подхода к решению вопросов, связанных с комплексными минералогическими исследованиями Евразии.

Литература

1. Большой Алтай (геология и металлогения): В 3 кн. Кн. 1: Геологическое строение / Г.Н. Щерба и др. Алматы: Гылым, 1998. 304 с.
2. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984. 240 с.
3. Рудные месторождения и физические поля Урала / Под ред. К.К. Золоева. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 295 с.

4. Геология и минерагения подвижных поясов / Под ред. К.К. Золоева. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 256 с.
5. *Сегалович В.И., Нахтигаль Г.П.* Тектоника Восточно-Европейской платформы (по данным цифрового геолого-геофизического моделирования) // Геодинамика и техногенез. Ярославль: НПЦ «Недра», 2000. С. 138–139 (Материалы Всерос. Совец.).
6. *Антоненко А.Н.* Глубинное строение земной коры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1984. 274 с.
7. *Золоев К.К., Рапопорт М.С. и др.* Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Наука, 1981. 243 с.
8. *Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д.* Подвижные пояса тектоносферы Казахстана // Геология Казахстана. 1994. № 1. С. 62–73.
9. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
10. Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 248 с.

А.И. Некрасов, И.И. Поспелов

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

Особенности постколлизийного этапа развития Верхояно-Колымской складчатой области

В настоящее время наиболее распространенными являются коллизийная и аккрецийная модели происхождения мезозойд Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО). Коллизийная модель предусматривает аккрецийрование террейнов различной природы в единый составной Колымо-Омолонский микроконтинент и последующая его коллизия с восточной окраиной Сибирского континента [1]. Аккрецийная модель отражает процесс наращивания восточного края Сибирского палеоконтинента в течение всего фанерозоя; этот процесс продолжается и ныне. Существуют несколько модельных вариантов коллизийного сценария. По поводу времени завершения коллизии, которое датируется концом неокома, среди исследователей нет разногласий. Будучи растянутыми во времени (от позднего мела до современного этапа), результаты постколлизийной эволюции ВКСО более доступны для изучения, чем коллизийные, т.к. фиксирующие их структурно-вещественные комплексы повсеместно обнажены на дневной поверхности. Подобный анализ позволяет дополнить представления о природе коллизии в регионе.

Непосредственной реакцией на коллизийное сжатие служит растяжение в самых верхних горизонтах коры, приводящее к формированию пенепленов или, в предельном случае, мелководных эпиколлизийных бассейнов. Между периодом интенсивного сжатия и утолщения земной коры в процессе столкновения литосферных блоков и периодом формирования высоко поднятого горно-складчатого сооружения, фиксирующего зону предшествующей коллизии, существует разрыв в несколько десятков миллионов лет [2]. Это время релаксации земной коры на из-

менение ее напряженного состояния и осуществление медленно текущих фазовых переходов в выведенной из состояния относительного равновесия литосфере. С формированием высокогорного поднятия на аномально мощной коре система проходит точку неустойчивого равновесия. Наступает коллапс – быстрое расчленение горного сооружения с резкой сменой сжатия глубинным (на весь объем земной коры) растяжением, выраженным в образовании рифтовых систем, тафрогенных впадин и объединении мелких приповерхностных структур типа pull-apart в крупные межгорные прогибы.

На первый взгляд, этот классический сценарий может быть приемлем для постколлизийного этапа развития ВКСО. Действительно, поздне-меловой–раннепалеогеновый орогенез сопровождался локальным растяжением, выраженным в образовании субвулканов, штоков и серий даек преимущественно кислого субщелочного состава высококальциевой ассоциации с переходами к латитовой и шошонит-латит-трахириолитовой сериям, характерным для позднеорогенных и анорогенных геодинамических обстановок [3]. Орогенные движения этого периода не привели к формированию высокогорного рельефа, что подтверждается отсутствием продуктов его размыва. Известно, что с эоцена по миоцен здесь были сформированы пенепленизированные поверхности с площадными корами выветривания. Интенсивное горообразование в пределах ВКСО началось в четвертичный период. Признаками коллапса и последующего растяжения служат: во-первых, Момская рифтовая система; во-вторых, серия межгорных впадин, расчленившие единое горное сооружение на ряд изолированных друг от друга хребтов; в-третьих, сформированный на структурах внутренних зон Колымской петли [4] в течение позднего мела – кайнозоя вулканогенно-осадочный чехол тафрогенной природы.

Однако при анализе процессов в ВКСО авторы хотели бы обратить внимание на существующее несоответствие стиля постколлизийных событий с образующимися вещественными комплексами.

Время коллизии в ВКСО наиболее четко фиксируется по периоду становления грандиозных поясов гранитоидных батолитов. Максимум процесса приходится на начало раннего мела. Однако существует значительное число определений абсолютного возраста гранитоидов, которые могут указывать на начало внедрения гранитов в средней и поздней юре. Параллельно в пределах внешней (коллизийный пояс Черского) и внутренней (Алазейско-Олойская зона) частей структуры Колымской петли формируются вулканогенно-осадочные толщи. Петролого-геохимические характеристики вулканитов настолько разнообразны, что с равным успехом доказывается либо островодужная, либо континентально-рифтогенная их природа, а для отдельных сегментов пояса обосновывается их принадлежность к активным континентальным окраинам [5]. С геолого-исторической точки зрения авторам представляется важным следующее. Во-первых, всеми исследователями отмечается слабое (по сравнению с современными и древними вулканитами островных дуг

и активных континентальных окраин) проявление андезитового вулканизма, широкое распространение бимодальных серий, часто с преобладанием базальтоидов (от толеитовых до щелочных). Во-вторых, наблюдаются сложные структурные взаимоотношения позднеюрских вулканогенно-осадочных толщ с комплексами покровно-складчатого пояса Черского. С одной стороны эти толщи «запечатывают» сформированную, в основном, в раннем карбоне структуру [6] и смяты в складки только в пределах мощных сдвиговых зон, по которым эта структура расчленена на отдельные сегменты. С другой стороны, во внутренней части Колымской петли (Алазейско-Олойская зона) позднеюрско-раннемеловые вулканы образуют единый структурный план с подстилающими слабо дислоцированными толщами позднего палеозоя – раннего мезозоя, либо включены в общую позднемезозойскую складчатую структуру (Илинь-Тасская зона). По общему структурному положению доверхнемеловые толщи можно сопоставить с переходным структурным этажом молодых платформ (например, тафрогенный чехол Западно-Сибирской плиты).

Верхнемеловые–палеогеновые покровы вулканитов образуют почти сплошной чехол во внутренних частях Колымской петли, а по своим характеристикам сопоставляются с континентальными платобазальтами тафрогенных структур. Что касается наиболее активной в позднем кайнозое Момской рифтовой системы, то вулканизм в ее пределах отмечается с конца раннего мела (вулкан Сарычева) до последних тысячелетий (вулкан Балаган-Тас).

Наконец, нестандартным для складчатой области представляется строение литосферы ВКСО. Мощность земной коры на значительной территории ВКСО составляет 30–45 км, и только в локальных участках уменьшается до 25 км или возрастает до 55–60 км [7 и др.]. Фактически она соответствует мощности коры на древних стабильных платформах. Подошва литосферы (кровля верхнего проводящего слоя мантии) залегает на глубине 100–220 км [8 и др.], и только в районе развития грабенов Момской рифтовой системы глубина уменьшается до 60–80 км. Повсеместно фиксируется полнопрофильная консолидированная кора с заметным (по сравнению с Сибирской платформой) возрастанием мощности базальтового слоя.

Таким образом, в пределах ВКСО отмечаются явные индикаторы позднемезозойской коллизионной обстановки (пояса гранитоидных батолитов). Показанная пространственная и временная последовательность постколлизионных событий, наряду с отсутствием в регионе однозначно идентифицируемых мезозойских океанических и островодужных комплексов, наводят на мысль о проявлении здесь только внутриплитной коллизии. Отсутствие скупивания и утолщения земной коры может быть обусловлено не столкновением, а вращением (по системе дискордантных трансформных разломов) Колымо-Омолонского микроконтинента по отношению к Сибирскому континенту, обладающему в целом более “легкой” литосферой. Возможным представляется также влияние на фор-

мирование ВКСО процессов мантийного диапиризма, вызвавшего такие преобразования вещества в нижней коре и верхней мантии, которые привели к образованию современного горно-складчатого сооружения на коре с нормальными (платформенными) физическими характеристиками.

Литература

Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. № 6. С. 32-43.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника М.: Наука, 1993. 454 с.

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Иванов П.О. Эволюция мезозойского магматизма Верхояно-Колымских мезозоид // Тихоокеанская геология. 1997. № 6. С. 12-15.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1984. 334 с.

Орлов Ю.С., Трунилина В.А. Минералого-геохимическая эволюция позднеюрских вулканитов зоны сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Т. 2. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1997. С. 19-23.

Поспелов И.И., Некрасов А.И. Домезозойские формационные комплексы и структура Селенняхского сегмента Черско-Полуосненского покровно-складчатого комплекса (Северо-Восточная Якутия) // Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии. М.: МГГА, 2000. С. 57-59.

Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощність земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 32-35.

Измайлов Л.И., Линькова Т.И. Отражение динамики геологических процессов в физических полях // Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии. Магадан: Кн. изд-во, 1991. С. 25-37.

А.И. Некрасов, И.И. Поспелов

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Особенности структуры базит-ультрабазитового пояса Черского (восточная Якутия)

Базит-ультрабазитовый пояс Черского протягивается по территории северо-восточной Якутии почти на 2000 км, повторяя контур Колымской структурной петли. Он выделен в качестве единой структуры, под названием офиолитового пояса Черского [1], хотя нигде в пределах пояса не наблюдается комплекс параллельных даек и отсутствуют отложения, которые уверенно могут быть сопоставлены с осадочным членом классических офиолитовых ассоциаций. Породы пояса везде ассоциируют с комплексами регионального тектоно-термального метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Они образуют вместе с по-

следними узкие линзовидные блоки, изогнутые согласно с генеральным простиранием структур. Такие блоки локализованы на сочленении внешних (Черско-Полоусненская) и внутренних (Алазейско-Олойская) структурных зон Колымской петли.

В настоящее время установлено аллохтонное залегание всех тектонических блоков пояса. Автохтонные комплексы скрыты под MZ₂-KZ отложениями междуречья Индигирки-Колымы, где они фиксируются региональными положительными гравимагнитными аномалиями. К этим комплексам принадлежат ультрабазит-базитовые и метаморфические ассоциации, обнаженные во внутренней части Колымской петли, на Алазейском поднятии. Радиологические датировки базит-ультрабазитовых образований пояса и метаморфитов амфиболитовой фации укладываются в два дискретных возрастных интервала: 550–900 и 1350–2150 Ма. Отложения зеленосланцевой фации регионального динамо-термального метаморфизма имеют диапазон возраста от начала O₁ [2], до C_{1t} карбона включительно [3].

Наиболее полно породы пояса представлены в его северо-западной части: в Тас-Хаяхтахском (Мунилканская система тектонических линз) и в Селенняхском (система кулисообразно расположенных тектонических блоков) сегментах.

Кыринский тектонический блок, вмещающий образования мунилканского базит-ультрабазитового комплекса, сложен серией крутопадающих тектонических пластин, ограниченных системами левосторонних сдвигов. Западная пластина сложена преимущественно шельфовыми карбонатными отложениями, восточные пластины представлены в основном карбонатно-терригенными породами батинальной зоны. Тектонические линзы пород Мунилканского комплекса приурочены к границе пластин, сложенных породами разных структурно-фациальных зон. Подобная структурная позиция характерна для большинства сегментов пояса Черского.

Мунилканский комплекс представлен мелкими протрузиями ультрабазитов и пакетами тектонических пластин, сохранившимися в виде синформ, в ядрах наименее эродированных синклиналей, выполненных зеленосланцево-метаморфизованными карбонатно-терригенными породами O₂ [4]. Во всех тектонических линзах фиксируется обратная, по сравнению с ненарушенным разрезом базит-ультрабазитовых комплексов, последовательность налегания тектонических пластин. Нижняя пластина сложена метабазальтами, средняя – габбро-амфиболитами и амфиболитированным габбро, верхнюю пластину слагают гарцбургиты и лерцолиты, редко дуниты. Все пластины разделены зонами серпентинитового или сланцево-катаклазитового меланжа. Возможно, что девертификация разреза обусловлена выдавливанием крупной протрузии. Затем протрузия могла быть растащена по сдвиговым зонам, при этом ее уже разобщенные фрагменты были метаморфизованы и смяты в складки совместно с вмещающими породами.

В Селенняхском сегменте базит-ультрабазитового пояса наиболее представительными являются Калгынская и Уяндинская ветви (или одноименные блоки) пояса. Блоки представляют в совокупности останец крупного тектонического покрова, растащенного по левосторонним сдвигам северо-восточного и субширотного простираний. Верхняя (Калгынская) часть аллохтона состоит из серии тектонических чешуй. В подошве пакета наблюдаются гарцбургиты, реже дуниты, расчлененные на отдельные блоки по зонам катаклаза. Выше залегают линзы массивных амфиболитизированных габбро. Средняя пластина сложена туфами и граувакками основного состава, вверх по разрезу переходящими в калькарениты. Венчают пакет метабаазальты и метаандезибаазальты. Все пластины разделены зонами послынного срыва с развитием сланцево-катаклазитового или серпентинитового меланжа. Уяндинский блок (нижняя часть аллохтона) отделен от Калгынского блока и окружающих зеленосланцево-метаморфизованных толщ зоной милонитизации и сложен породами одноименного комплекса, метаморфизованными в диапазоне филлитовой – амфиболитовой фаций с локальными проявлениями ультраметаморфизма (мигматиты). В основании разреза залегают амфиболиты с пачками кристаллических сланцев, пластинами мраморов и кальцифириров. Вверх по разрезу постепенно исчезают амфиболиты, появляются кварциты и кварцито-сланцы, возрастает роль мраморов и мраморизованных известняков. Неравномерная степень метаморфизма позволяет восстановить последовательность накопления и состав вулканогенно-осадочных толщ. Вверх по разрезу толща базальтов и граувакк сменяется чередованием полимиктовых, олигомиктовых и субаркозовых песчаников и алевролитов, песчанитовых и доломитистых известняков. В разрезе комплекса локализованы линзовидные тела метаморфизованных габброидов, дунитов и оливинитов, с переходами к перидотитам, дислоцированные конформно с вмещающей толщей. Метаморфиты прорваны субпластовыми телами и дайками гранито- и сиенито-гнейсов.

По совокупности минералогических и петро-геохимических характеристик метаультрабазиты и метагаббро принадлежат к типу коматиитовых базальтов, а метабаазальты сходны с океаническими толеитами с отклонениями в сторону субщелочных магматитов континентальных рифтов [5]. Гнейсо-граниты Уяндинской пластины сопоставимы с образованиями внутриплитного континентального магматизма [5].

Структура уяндинского полиметаморфического комплекса сформирована как минимум в три этапа деформаций, каждый из которых сопровождался собственной фазой метаморфизма. Первый этап отмечен мелкими изоклинальными опрокинутыми и лежащими складками течения, а также сложными “sheath” зонами [6] объемного течения. Этап сопряжен с метаморфизмом повышенных температур и низких давлений, проявленном наиболее ярко в Калгынской пластине, где абсолютный возраст его составляет 419 Ма [6]. Радиологические датировки этапа по всему поясу, охватывают возрастной интервал 510–410 Ма. Во второй

этап деформаций, вследствие изгибания пластины при формировании Уядинского аллохтона, образована куполовидная антиклинорная структура. Становление аллохтона связано с главной фазой амфиболитового метаморфизма, возраст которой составляет 355–370 Ма [5, 6], а по всему поясу – 320–380 Ма. С третьим этапом связаны системы субмеридиональных сдвиговых зон, по которым развиты диафториты зленосланцевой фации. Максимальное проявление этих преобразований происходило в J_2 [5, 6], а общий диапазон последнего этапа метаморфизма в регионе – 220–160 Ма.

С северо-востока Уядинский аллохтон отделен зоной диафторитов от пакета тектонических пластин восточной зоны Селенняхского сегмента пояса. Линзовидные пластины располагаются кулисообразно, с падением в восточных румбах. Наблюдается обратная последовательность налегания пластин, подобная таковой в Мунилканском блоке. В основании пакета залегает тело полимиктового серпентинитового меланжа, к востоку наблюдается пластина метабазальтов, их туфов и сланцев по ним. На метабазальты налегает пластина амфиболитового габбро и габбро-амфиболитов “расташенная” по зонам полимиктового и сланцевого меланжа на отдельные линзовидные и веретенообразные блоки. Венчает пакет пластина интенсивно измененных оливинитов и перидотитов, расчлененная на отдельные линзы по зонам рассланцевания и мономиктового серпентинитового меланжа. Северо-восточные ветви Селенняхского сегмента пояса представлены серией мелких тектонических отторженцев тел дунитов, пироксенитов, плагиоклазовых и амфиболовых перидотитов. В отдельных тектонических линзах краевая зона ультрабазитовых тел сложена оливиновым габбро, а центральные часть – плагиоклазсодержащими верлитами, троктолитами и кортландитами со стабильным парагенезом оливин – магматический амфибол. По составу эти ультрабазиты близки магматитам, слагающим тела, локализованные среди пород Уядинского комплекса и значительно отличаются от ультрабазитов в составе пластин Мунилканского и Калгынского блоков.

Таким образом, в пределах пояса имеется по крайней мере две ассоциации ультрабазитов: габбро-дунит-гарцбургитовая и габбро-кортландитовая. Они могли быть сформированы одновременно, но в разных геодинамических обстановках, однако не исключено, что в современной структуре совмещены разновозрастные комплексы. На такую возможность указывают дискретные интервалы радиологических датировок пород. Комплексные характеристики магматитов, допускают их формирование на утоненной континентальной коре [5]. Это свидетельствует в пользу вероятного сохранения сплошности консолидированной коры единого Сибирско-Лаврентийского континента в позднем докембрии. С другой стороны, такая кора “оказалась подготовленной” к процессу формирования периконтинентального бассейна (пассивной окраины) Сибирского континента с начала фанерозоя. Дифференцированные движения, с образованием узких рифтогенных прогибов, фиксируются в

пределах структур Колымской петли с O_1 до S_2 . С этим периодом связан ранний метаморфизм пород базит-ультрабазитового пояса и первые протрузии ультрабазитов, в результате размыва которых сформировались офиолитокластиты. В D_2 - C_1 происходит становление складчатого сооружения внешних зон Колымской петли. С этим этапом тектонической перестройки связано большинство фаз внедрения протрузивных комплексов вдоль сдвиговых зон с развитием зеленосланцевого метаморфизма по ультрабазитам и вмещающим терригенно-карбонатным толщам PZ_{1-2} . Такие сдвиговые системы развивались вдоль бортов рифтогенных прогибов и определяли границы структурно-фациальных зон. Именно в этой позиции и зафиксированы протрузивные комплексы пояса Черского. В отдельных участках по оперяющим сдвиги надвиговым системам происходило шарьирование пластин, сложенных базит-ультрабазитовыми и вулканогенно-осадочными комплексами, сопровождаемое метаморфизмом амфиболитовой фации. Сформированная к C_2 покровно-складчатая структура пояса Черского “запечатывается” разновозрастными отложениями: от P [7], до J_3 [3]. MZ_1 этап зеленосланцевого метаморфизма связан с замыканием PZ_3 - MZ_1 прогибов в западной части Верхояно-Колымской складчатой области, проявлен по всем допозднеюрским породам пояса Черского, но только вдоль зон рассланцевания, сопровождающих сдвиговые системы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты №№ 15-98531 и 00-05-65105.

Литература

- Oxman V.S., Parfenov L.M., Prokoviev A.V. et al.* The Chersky Range ophiolite belt. Northeast Russia // *Journal of Geology*. 1995. V. 103 (5), P. 539-556.
- Тарабукин В.П., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф. и др.* Палеозойские зеленосланцево-метаморфизованные породы хребта Селенняхский и их стратиграфия (северовосток Азии) // *Геология и геофизика*. 1997. Т. 38, № 8, С. 1329-1338.
- Поспелов И.И., Некрасов А.И.* Домезозойские формационные комплексы и структура Селенняхского сегмента Черско-Полуостровного покровно-складчатого комплекса (Северо-Восточная Якутия) // *Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии*. М.: МГГА, 2000. С. 57-59.
- Оксман В.С., Куренков С.А.* Мунилканский офиолитовый комплекс хребта Черского (Северо-Восток Азии) // *Геотектоника*. 1996. № 6, С. 44-57.
- Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С.* Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. 151 с.
- Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф., Тарабукин В.П.* Фанерозойские полиметаморфические комплексы горной системы Черского // *ДАН РАН*. 1996. № 4, С. 516-519.
- Прокопьев А.В., Оксман В.С., Тарабукин В.П., Карякин Ю.В.* Позднепалеозойское угловое несогласие и структуры растяжения в хребте Черского // *Отечественная геология*. 1999. №4, С. 37-39.

Внутриплитная тектоника: тектонические обстановки и геодинамика

Среди внутриплитных и окраинно-плитных процессов мы рассмотрим следующие явления: 1) внутриплитные поля напряжений и их смены; 2) рифтинг и пострифтовое образование осадочных бассейнов; 3) внутриплитные зоны региональных поднятий и погружений; 4) внутриплитная литосферная складчатость; 5) внутриплитная инверсионная тектоника; 6) сдвиговая, транспрессионная и транстенсионная тектоника; 7) тектоника окраинно-плитных субдукционных циклов; 8) тектоника мантийных плюмов.

Внутриплитные поля напряжений и их смены. Есть фундаментальная закономерность в ориентировке внутриплитных напряжений: оси максимального сжатия напряжений первого порядка в целом ориентированы вдоль траекторий абсолютных движений литосферных плит; из этого следует, что при смене кинематики плит происходит смена внутриплитных полей напряжений. Главный вывод о внутриплитных полях напряжений состоит в том, что они контролируются «глобальными силами тектоники плит» и что они неравномерны во времени и их максимумы могут находиться в интервале времени порядка миллиона лет или менее. В моменты максимумов внутриплитных напряжений могут и проявляться основные фазы деформаций. Этот вывод четко был сформулирован на основе эмпирических данных еще Г. Штилле в 1924 г. с его кратковременными глобальными фазами складчатости и развит многими исследователями; мы считаем, что простое решение «канона орогенических фаз Штилле» находится в рамках тектоники плит с неравномерными во времени фазами глобальных перестроек плитной кинематики.

Данные по характеру палеострессов и сжатия, и растяжения показывают, что сверхвысокие напряжения (т. е. напряжения, приводящие к внутриплитным деформациям) могут воздействовать как на особый регион, так и целые континенты или несколько плит одновременно. Для последнего случая мы будем говорить о «суперрегиональном» стрессовом событии. Примеры таких событий – фаза суперрегионального растяжения и магматизма на границе перми и триаса и фаза суперрегионального сжатия Европы и Африки 84 млн лет назад. Происхождение суперрегиональных стрессовых событий проблематично, но они связаны с моментами глобальной реорганизации кинематики плит. Значит, в эти особые моменты могут возникать сильные внутриплитные напряжения и сверхвысокие стрессы могут воздействовать сразу на несколько плит. Региональные фазы напряжений сжатия могут быть связаны с механизмами коллизий, задугового сжатия и заложения новой субдукционной системы.

Вопросы *внутриплитного рифтинга* достаточно хорошо описаны в литературе и в работе дается анализ известных данных.

Природа *внутриплитных зон региональных поднятий и погружений* шириной более 700–1000 км дискусионна.

Можно выделить следующие причины региональных погружений:

1. Погружение региональной полосы, параллельной зоне субдукции. Например, в байосе-эоцене к югу от Большого Кавказа существовала устойчивая зона субдукции, направленная на север. Одновременно, большая часть южной половины Восточной Европы шириной порядка 1000–1500 км испытывала погружение.

2. Обрушение нижней части литосферы орогена. Например, после пермской орогении в Западной Сибири у пермо-триасовой границы произошел вероятный отрыв литосферных корней бывшего коллизионного пояса; в итоге, наряду с пермо-триасовым рифтингом, это привело к региональному термальному погружению Западно-Сибирского бассейна.

3. Фазовые переходы в коре и верхней мантии (но эти механизмы дискусионны).

4. Нисходящие мантийные течения (их роль не ясна).

5. Отток астеносферного вещества в сторону рифтовых зон.

Возможны следующие причины региональных воздыманий:

1. Воздымание в связи с региональным разогревом мантии (воздымание значительной части Африки, плато Гоби).

2. Воздымание в связи со сжатием; например, неотектоническое воздымание плато Путорана на Сибирской платформе поперечником не менее 1000 км на 1–1,7 км происходило явно на фоне регионального сжатия (рядом формировались Верхоянские и Саянские горы), и при этом, по данным сейсмотомографии под плато имеется холодная верхняя мантия и толстая литосфера; геодинамика таких процессов пока не ясна, вероятен механизм механического выдавливания вверх толстой литосферы с тем или иным участием мантийных течений.

Внутриплитная литосферная складчатость. Кайнозойская коллизия в поясе Тетис привела к длинноволновым внутриплитным деформациям, отраженным в рельефе Евразии севернее коллизионного фронта. Эти деформации рассматриваются как общелитосферные складки. Длина волны литосферной складчатости варьирует от 50 до 700 км, но типичная величина близка к 350–450 км; для более стабильных регионов с толстой литосферой она выше (типично 350–550 км), а для регионов с относительно тонкой литосферой – ниже (типично 250–350 км). Для районов с сильным сжатием коры длина волны сокращается до 50–150 км (вероятно, из-за сплющивания литосферных складок). Типичная амплитуда вертикальных движений в литосферных складках составляет 200–500 м, но во внутриконтинентальных горных районах она возрастает до 2–10 км. При нарастании сжатия литосферные складки трансформируются во все более сложные образования с разломами; при этом коровые корни начинают быстро расти вдоль осей бывших литосферных

антиклиналей на фоне реологического размягчения коры. Базальтовый вулканизм часто имеет место на литосферных антиклиналях из-за концентрации под их литосферой расплавов и декомпрессии в регионах с относительно более горячей верхней мантией. Литосферная складчатость многократно имела место в истории Земли. Например, на Восточно-Европейской платформе такого рода процессы были также в конце мела–палеоцене, у границы триаса и юры, в ранней перми, в карбоне.

Внутриплитная инверсионная тектоника достаточно широко известна и часто приурочена к палеорифтовым зонам. Основные фазы этих внутриплитных деформаций совпадают с орогеническими событиями на границах плит.

Сдвиговая, трансрессионная и транстенсионная тектоника. Часто зоны коллизии, субдукции или сдвига бывают в плане косыми (косая конвергенция или субдукция). Литосфера состоит из блоков с разной геометрией и реологией, поэтому при региональных деформациях формируются полосы либо сдвига-сжатия, либо сдвига-растяжения при «приспособлении» реальной неоднородной литосферы к региональному стрессу. В ходе таких процессов формируются трансрессионные и транстенсионные зоны. Шире всего трансрессионные (ТП) и транстенсионные (ТТ) зоны приурочены к коллизионным орогеническим поясам и сопряженным к ним областям. Кроме этого, они характерны и для многих других областей: в зонах с косой субдукцией в преддуговых (ТП), дуговых (ТП и ТТ) и задуговых (ТТ) обстановках; в зонах сдвигов с неровностями в плане в виде изломов с образованием зон растяжения типа пулл-апарт или сжатия (ТТ и ТП); зоны континентального рифтинга (ТТ) особенно на ранних стадиях распада континентов; в зонах позднего растяжения орогена (коллапса орогена).

Тектоника окраинно-плитных субдукционных циклов. В мезозое–кайнозое эволюция южных окраин Восточной Европы контролировалась пятью циклами субдукционной тектоники. Каждый из этих циклов может быть разделен на следующие три стадии: а) начальная стадия задугового растяжения, сопровождающаяся низким уровнем дугового вулканизма; б) стадия начала задугового сжатия, во время которой дуговой вулканизм резко возрастает; в) финальная стадия задугового сжатия, во время которой дуговой вулканизм резко затухает или прекращается. Мы предполагаем, что данная последовательность событий контролируется изменениями в скорости конвергенции и изменениями в геометрии субдукционной системы. В начальной стадии уменьшение скорости субдукции приводит к более крутому положению субдуцированного слэба, его отступанию назад и фокусировке магматической активности в узкой полосе. Во время средней стадии увеличение скорости конвергенции приводит к некоторому выполаживанию зоны субдукции и, соответственно, началу задугового сжатия, возрастанию дугового вулканизма и формированию широкого вулканического пояса. Во время финальной стадии скорость конвергенции опять возрастает (?), угол субдукции вы-

полагивается (?) и магматическая активность затухает. Длительность субдукционных тектонических циклов составляла 30–50 млн лет.

Плюмовый магматизм. Тектоника мантийных плюмов часто является важнейшим элементом внутриплитной тектоники. Основными продуктами такой тектоники являются континентальные и океанические траппы, вулканические пассивные окраины, океанические плато, цепи линейных вулканов. Мы выделяем краткоживущие (1–10 млн лет) и долгоживущие (50–200 млн лет) плюмы. Мантийные плюмы могут быть связаны с распадами континентов, но часто не приводят к этому, и они не «ответственны» за основные механизмы тектоники плит. Мантийные плюмы могут только способствовать распаду континентов в случаях, если имеются региональные силы растяжения. Собственно подъем мантийных плюмов приводит в воздыманию поверхности, образованию поднятий и магматизму.

А.В. Николаев

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

Наведенная сейсмичность как проявление тонкой структуры современной геодинамики

Быстро протекающие геодинамические процессы – изменения поля напряжений и деформаций, акты движения горных масс – сопровождаются сильными землетрясениями, изменениями сейсмической активности слабых землетрясений, сейсмической и акустической эмиссии. Методы сейсмологии позволяют не только определять положение очагов и их динамические параметры, но и следить за пространственным распределением микросейсмической активности. Статистические характеристики сейсмичности – активность, наклон графика повторяемости, фрактальная размерность и другие содержат информацию о тонкой структуре геодинамических процессов.

Тонкая структура сейсмичности обладает чрезвычайно высокой чувствительностью как к фоновым изменениям поля тектонических напряжений, так и к внешним воздействиям, естественным и техногенным: земному приливу, атмосферному давлению, изменению скорости вращения Земли, солнечной активности, штормовым микросейсам, сейсмическим волнам от удаленных землетрясений, созданию крупных водохранилищ, разработке полезных ископаемых, мощным электрическим воздействиям и подземным ядерным испытаниям [1].

Реакция сейсмичности, т.е. геодинамического процесса, на отдельные воздействия изменчива во времени и в пространстве; наблюдаются выраженные черты ее нелинейности: реакция на сумму одновременных воздействий не равна сумме реакций на воздействия отдельные; геоди-

намический процесс обладает внутренней способностью к самоорганизации и хаотизации, катастрофическому развитию. Замечательно, что слабая сейсмичность и сейсмоакустическая эмиссия проявляют характерные изменения этих качеств перед сильными землетрясениями.

Таким образом, в тонкой структуре геодинамических процессов запечатлены не только свойства процесса чисто теллурического, но и их связь с процессами атмосферными, гидросферными, космическими и техногенными. Изучение реакции сейсмичности на эти процессы позволяет оценить влияние отдельных факторов на современную геодинамику, прогнозировать отклик на естественные и искусственные воздействия и, возможно, управлять им.

Литература

1. Николаев А.В. Наведенная сейсмичность // Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 5–15.

В.А. Николаев

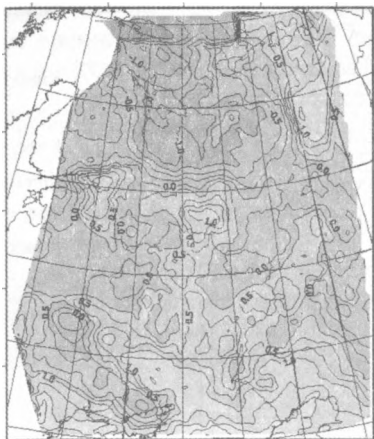
Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва

Геодинамическое районирование Восточно-Европейской платформы для новейшего тектонического этапа

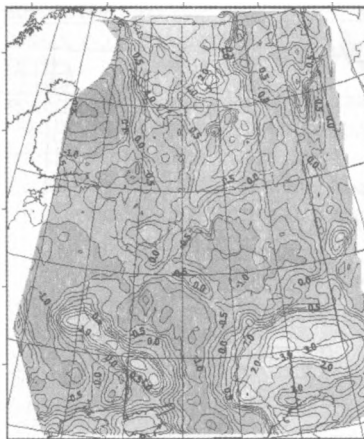
Принципиальным вопросом при районировании является выбор параметров. С этой целью на основе составленной в ИФЗ базы геолого-геофизических данных был проведен предварительный корреляционный и факторный анализ всех параметров (более 20), имеющих отношение к современной структуре, физическим полям и глубинному строению Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Данные осреднялись по ячейкам $20' \times 30'$. В результате было отобрано 8 параметров: амплитуда новейших движений (N), интенсивность кривизн новейших движений (Kint), глубина поверхности (Мохо), разность главных напряжений в коре (P1-3), мощность осадков (S), гравитационное влияние верхней мантии (Ast), температура на глубине 5000 м (T5000) и тепловой поток (Q). Принципиально новым в нашем подходе явилось использования интенсивности кривизн новейших движений [1].

Результаты факторного анализа этих восьми переменных приведены в таблице и на рис. 1

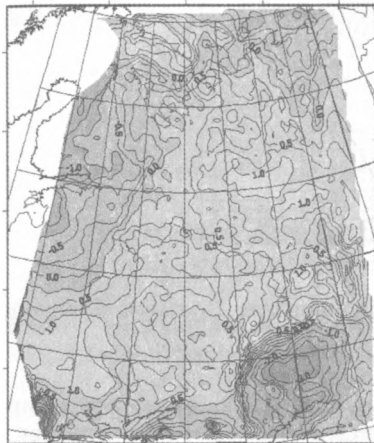
Совершенно неожиданно оказалось, что в первый фактор с высоким весом 35% входят тепловой поток Q и температура на глубине 5000 м. Такой результат входит в противоречие с обычными представлениями о древних платформах, как об областях, в которых все термические



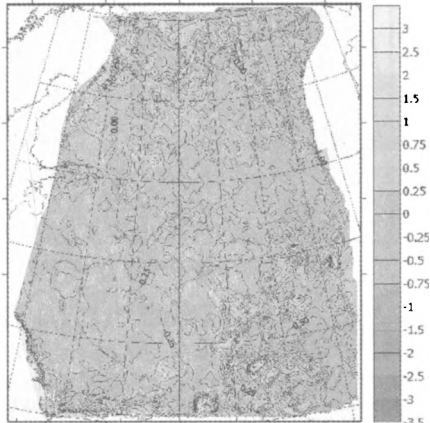
а) Фактор 1



б) Фактор 2



в) Фактор 3



г) Фактор 4

Рис. 1. Факторы по восьми геофизическим параметрам для Восточно-Европейской платформы

Факторы для восьми параметров ВЕП

Параметр	Фактор			
	1(35%)	2(19%)	3(12%)	4(10%)
N	-,303	-,235	,733	-,06
Kint	,101	0.04	-,03	,977
Мохо	,164	-,832	0.07	0.07
P1-3	,291	,741	-,08	,251
S	,412	,665	-,315	-,01
Ast	,489	-,03	,706	0,02
T5000	,772	,354	,02	,185
Q	,843	-,03	-,04	0,04

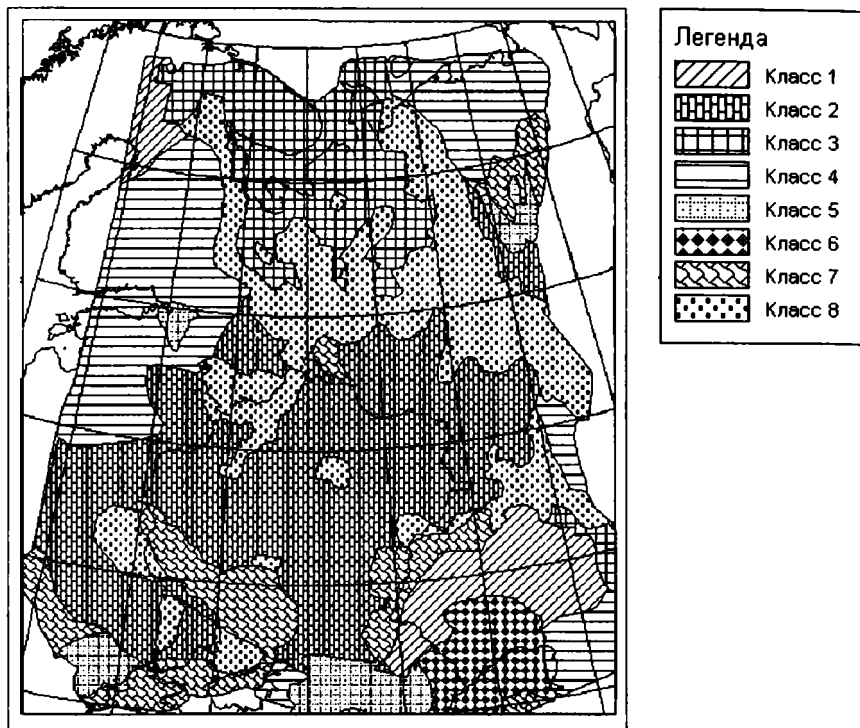


Рис. 2. Карта геодинамического районирования Восточно-Европейской платформы

аномалии, учитывая древний возраст фундамента, давно диссипированы. Средний интервал исчезновения термических неоднородностей, как известно, – 80–100 млн лет. Отсюда можно прийти к заключению – либо мы плохо знаем температурный режим платформы, либо данные о тепловом потоке и глубинных температурах содержат погрешности.

Во **второй фактор** с весом 19% входит глубина границы Мохо, которая противопоставляется мощности осадочного чехла S и разности главных напряжений в земной коре P1-3. Этот фактор может быть проинтерпретирован, как влияние на новейшую геодинамику глубинных неоднородностей, вызванных рифейским и позднедевонским рифтогенезом. Наибольшие мощности осадков, согласно правилу Шацкого, приурочены к областям развития авлакогенов (древних рифтов). Этот же фактор влияет на напряженное состояние земной коры, регулируемое силой отталкивания от дивергентных границ литосферных плит (ridge push).

Третий фактор (вес 12%) включает в себя амплитуды новейших вертикальных движений и гравитационное влияние верхней мантии.

Этот фактор показывает, что новейшие тектонические движения, как и более древние, в пределах платформенных областей связаны с глубинными плотностными неоднородностями.

И, наконец, интенсивности кривизны новейших движений составляет **четвертый фактор** с весом 10%. Можно предположить, что этот фактор связан с горизонтальными напряжениями, вызванными силой push.

На основе факторов проведен кластерный анализ, в результате которого выделено восемь основных геодинамических районов (классов), показанных на рис. 2.

В докладе обсуждаются возможные варианты районирования (количество выделяемых типов) и полученные результаты.

Данная работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты №№ 01-05-64381 и 00-15-98514.

Литература

1. *Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии* / Под ред. А.Ф.Грачева. М.: Пробел, 2000. 487 с.

В.А. Николаев

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

Унаследованность в развитии структуры Восточно-Европейской платформы

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) среди других древних платформ мира относится к числу наиболее изученных. Наиболее важным результатом предыдущих исследований было выделение Н.С.Шатским (1964) авлакогенов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Заложение авлакогенов и их последующее отмирание предопределили всю позднепротерозойскую и палеозойскую историю платформы. Несмотря на большое число работ, посвященных различным аспектам геологии Восточно-Европейской платформы, вопрос об унаследованности до сих пор во многих отношениях остается открытым.

На основе составленных В.В.Бронгулевым [1] карт мощностей осадочного чехла и структурных карт ВЕП был проведен сравнительный анализ этих карт методом главных компонент. С этой целью эти карты были оцифрованы по сетке с ячейкой 20' x 30'. В табл. 1а приведены результаты факторного анализа, который показывает, что унаследованность осадконакопления устанавливается только для отдельных этапов осадконакопления и для отдельных районов. Это хорошо иллюстрируется рис. 1, а-з, где показаны карты для тех временных интервалов, где проявляется отмеченная закономерность.

Таблица 1а. Факторный анализ мощностей осадков ВЕП

Возраст	Фактор							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Cm ₁	0.01	,355	,490	0.01	-,316	0.01	0.01	0.03
Cm ₂	0.02	,877	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Cm ₃	0.01	,878	,242	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02
O ₁	-0.02	-0.01	,911	-0.02	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01
O ₂	-0.01	-0.01	,849	-0.01	-0.01	-0.01	0.03	0.01
O ₃	0.01	0.03	,599	0.01	,554	0.03	-0.01	-0.01
S ₁	-0.01	-0.01	-0.01	0.03	,864	0.01	0.04	0.01
S ₂	0.01	,386	-0.01	-0.01	,738	-0.02	-0.01	-0.02
D ₁	0.01	,843	0.04	0.02	,290	0.01	0.01	0.01
D ₂	0.01	0.01	0.01	-0.01	-0.01	-0.01	,868	0.02
D ₃	0.01	0.01	0.02	,338	0.01	0.01	,804	-0.01
C ₁	-0.03	-0.01	-0.01	,889	-0.02	-0.01	-0.01	0.01
C ₂	0.01	0.03	0.01	,884	0.01	0.02	0.01	0.01
C ₃	0.02	-0.01	-0.01	,620	-0.01	-0.01	,375	,350
P ₁	-0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	,764
P ₂	0.01	-0.02	-0.01	-0.01	-0.01	,228	-0.01	,792
T ₁	,358	-0.01	-0.01	0.01	0.01	,585	0.01	,259
T ₂	,852	0.01	0.03	0.02	0.02	-0.02	-0.02	-0.03
T ₃	,826	-0.03	-0.01	-0.01	-0.03	-0.03	-0.02	-0.02
J ₁	,756	-0.02	-0.01	-0.01	,201	0.01	0.01	0.02
J ₂	,734	0.02	0.03	0.03	-0.02	-0.02	-0.01	-0.01
J ₃	,359	-0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K ₁	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	,780	0.01	0.01
K ₂	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	,832	0.01	0.01

Таблица 1б. Корреляционная матрица пяти структурных карт ВЕП

Фундамент	Фундамент	V	D _{3sr}	C _{2vr}	P _{1ar}
	1	,441	,348	,386	,562
Vend	,441	1	,410	,583	,052
D _{3sr}	,348	,410	1	,717	,108
C _{2vr}	,386	,583	,717	1	,091
P _{1ar}	,562	,052	,108	,091	1

Таблица 1в. Факторы для 5 структурных карт ВЕП

Параметр	Фактор	
	1(53%)	2(25%)
Фундамент	,405	,799
Vend	,766	,141
D _{3sr}	,830	0,09
C _{2vr}	,905	0,09
P _{1ar}	-0,05	,930

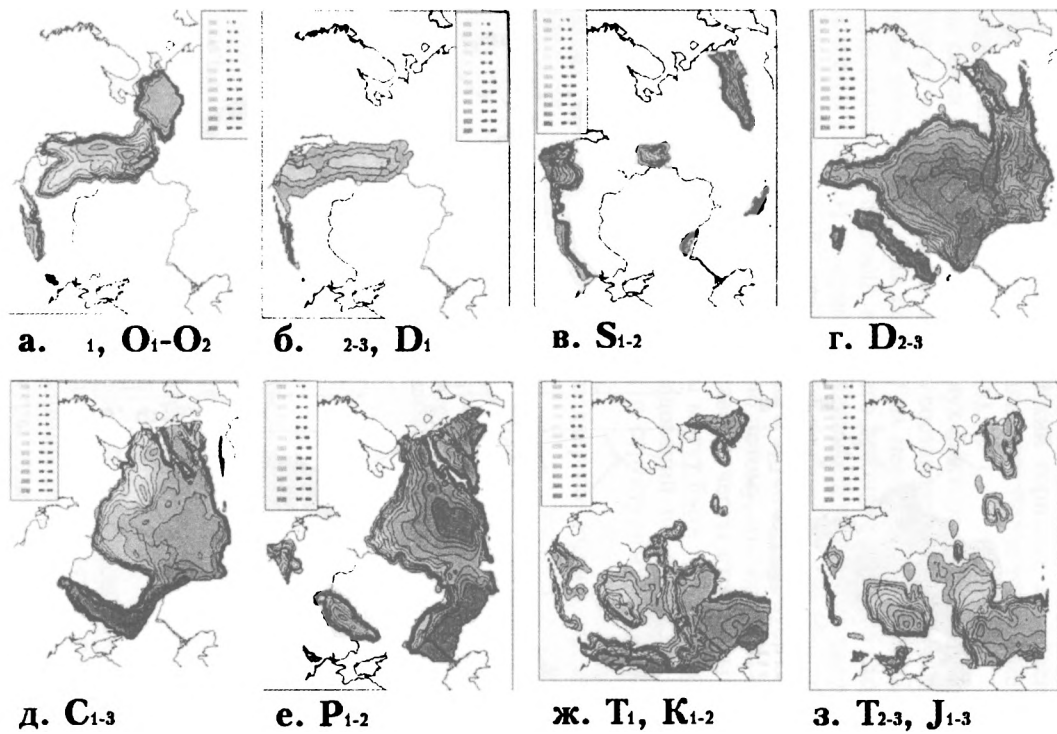


Рис. 1. Карты мощностей осадочных отложений Восточно-Европейской платформы

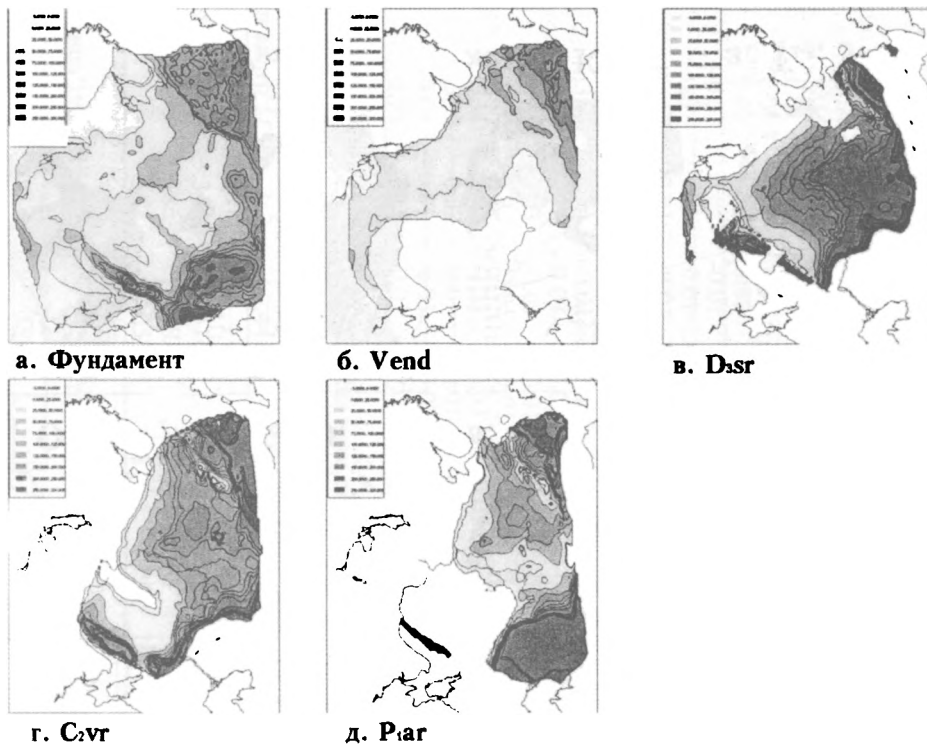


Рис. 2. Структурные карты Восточно-Европейской платформы

Иные результаты дает корреляционный и факторный анализ пяти структурных карт ВЕП (рис. 2,а-д; см. табл. 1б и 1в). Прямая корреляция (табл. 1б) показывает только наличие положительной связи между отдельными структурными планами, например, для венда и артинского яруса перми, между верхним девонем (сартанский горизонт франского яруса) и средним карбоном (верейский горизонт московского яруса). Иной результат дает факторный анализ, как более тонкий метод выявления корреляционных связей (табл. 1в).

Все связи выражаются всего в двух факторах, причем вклад первого фактора в суммарную изменчивость составляет 53%, что является очень хорошим результатом. Как следует из первого фактора, между структурными планами для венда, верхнего девона и среднего карбона существует тесная связь. И совершенно удивительный результат дает второй фактор, показывающий, что между глубиной залегания фундамента ВЕП и кровлей отложений артинского яруса существует сильно выраженная корреляция. Это удивительно потому, что принято считать, что с глубиной фундамента связаны главные черты структуры осадочного чехла ВЕП. Полученные результаты могут быть полностью поняты после проведения аналогичных исследований по изучению инверсий в распределении как мощностей, так и структурных планов осадочного чехла ВЕП.

Данная работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты №№01-05-64381 и 00-15-98514.

Литература

1. Бронгулеев В.В. О построении карт структурного соответствия рельефа земной поверхности и фундамента Восточно-Европейской платформы // Геоморфология. 1977. №4. С.44–52.

В.Г. Николаев

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

Сейсмические отражения в консолидированной континентальной земной коре и их возраст

Структура консолидированной земной коры, восстановленная по ее отражающим свойствам, в настоящее время является основой для построения различных механизмов формирования литосферы. Общепринято, что приповерхностные структуры разного типа (в том числе осадочные бассейны) появляются в результате глубинных процессов – мантийных или внутрикоровых. Следовательно, можно попытаться решать обратную задачу: через хорошо изученную геологическими методами структуру осадочного заполнения бассейнов (несомненно, привлекаемая

строения фундамента) и историю ее формирования, восстановить этапы структурирования земной коры по отражающим свойствам. Этот вопрос может рассматриваться только на анализе многих осадочных бассейнов разного возраста, обеспеченных высококачественными глубинными профилями, проведенными методом отраженных волн.

Для этого были рассмотрены практически все осадочные бассейны на континентальной коре, отвечающие таким условиям. Среди них наиболее подробно были рассмотрены рифты: протерозойский Мидконтинента (Северо-Американская платформа); палеозойский Припятский (Восточно-Европейская платформа); мезозойский Североморский и кайнозойские Рейнский (эпипалеозойская Западно-Европейская платформа) и Байкальская зона. Среди синеклиз анализировались: палеозойский Иллинойский бассейн (Северо-Американская платформа); мезозойская Эроманга-Сурат (Австралийская платформа).

Кроме того, рассматривались щиты и складчатые пояса, среди которых: Печенгская структура с Кольской СГС (Балтийский щит), палеозойды Центрального Казахстана, Богемский (Чешский) массив с Германской СГС, Рейнский массив и ряд других складчатых поясов. А также отдельные скважины в разных районах, вскрывшие фундамент на несколько километров.

Рассмотренные данные по строению коры разновозрастных рифтов показывают сходство и различие рисунков штрихового поля. К сходным характеристикам может быть отнесено наличие прозрачной зоны под рифтами в нижнем горизонтально-расслоенном слое земной коры. Прозрачная зона может появляться в силу нескольких причин, однако наиболее приемлемой является термальная аномалия. Среди различий следует отметить отсутствие под протерозойскими рифтами крупных пакетов наклонных отражений, при широком их распространении под фанерозойскими рифтами. Отсутствует прямая корреляция между пакетами наклонных отражений в коре и разломами в структуре рифтов.

Под синеклидами практически отсутствует расслоенная нижняя кора, известная только на отдельных участках (север Парижского бассейна, синеклиза Эроманга-Сурат). Вероятно, эта расслоенность является остаточной, возникшей при структурообразовании в фундаменте. Очень характерным признаком глубинной структуры коры служит ее неизменность во время формирования синеклизы. Изменяется только гипсометрическое положение тех или иных границ, но не происходит их реструктуризация. Исключение составляет проявление послесинеклизного магматизма на востоке бассейна Сурат, где под молодыми вулканами прослежен столб прозрачной коры. Под синеклидами, в отличие от рифтов, не прослеживаются четких отражений от поверхности Мохоровичича.

При анализе материалов по Тимано-Печорскому региону установлено, что в доордовикских слабометаморфизованных образованиях (относимых к фундаменту) присутствуют субгоризонтальные отражающие горизонты при наличии крутых падений слоев в скважинах. Предпола-

гаются, что рифейские толщи представляют собой преобразованные чехлы (накапливавшиеся в том числе и в палеорифтах) интродуцированные магматическими породами кислого и основного состава. Над доордовикскими рифтовыми структурами в осадочном чехле унаследовано сформировались девонские грабен-рифты. Это один из типов «взаимодействия» фундамент-чехол для условий повторяющегося растяжения.

Сравнительный анализ глубинной сейсморазведки МОГТ и данных бурения сверхглубокой Кольской впадины доказывает наличие во вскрытой консолидированной земной коре наклонных сейсмических границ в верхней части и субгоризонтальных – в нижней. Субгоризонтальные отражающие площадки нижней части разреза скважины могут быть обусловлены расслоенностью за счет современного (или палео) напряженного состояния пород (стресс и геостатическое давление). Верхнекоровая часть земной коры насыщена пакетами наклонных отражений преимущественно в эпиплатформенных и складчатых орогенных областях, независимо от возраста движений. Платформенные области прогибания (например, бассейны Амадеус, Эроманга в Австралии) в верхней части консолидированной земной коры содержат меньшее количество наклонных отражений или сейсмически прозрачны по сравнению с активными складчатыми системами, эпиплатформенными орогенами и щитами платформ.

Анализ показывает, что отражения в консолидированной континентальной коре гетерогенны и разновозрастны.

Исходя из всех рассмотренных данных, можно предполагать, что подавляющее количество наклонных пакетов отражений в верхней и средней коре создано до начала формирования осадочных бассейнов и отвечает крупнейшим разрывным нарушениям (сбросы, надвиги, шарьяжи и т.д.), сформировавшим архитектуру коры и датируемым не позднее начала накопления осадочного чехла. Горизонтально-расслоенная нижняя кора связана с бассейнами, которые возникли в результате тех или иных деструктивных процессов, приводящих к утонению коры (рифты, лабилены). Соответственно, возраст образования отражений здесь может датироваться временем начала формирования этих структур. Эпейрогенические движения коры, в результате которых возникают синеклизы, не приводят к изменению структуры коры по отражающим свойствам.

Широкое распространения в средней и верхней коре имеют современные субгоризонтальные отражения, получившие название «фантомных». Это объясняется тем, что они образуются в результате ныне существующих стрессовых напряжений в коре. Поскольку такие стрессы существуют короткое геологическое время (от десятков лет до года), а затем поле напряжений меняется, то меняются и акустические неоднородности.

Переработка коры, в результате которой изменяется ее акустическая структура и, соответственно, штрихового поля, происходит в зависимости от тектонических процессов и термальной активности, несомненно, связанных друг с другом. Существенное влияние на структуру оказыва-

ет разломообразование, охватывающее всю кору. Дальнейшая активизация движений практически оставляет без изменения старую структуру и приводит к появлению новой сетки разломов. Как следствие, возникают пересечения разновозрастных наклонных пакетов отражений. Термальная активность в той или иной форме (магматическая и т.д.), способна целиком разрушить акустические неоднородности, создавая прозрачные вертикальные зоны, пронизывающие всю кору. Полностью акустически анизотропное вещество коры в этих зонах в результате последующих тектонических процессов вновь структурируется, при этом, как правило, частично восстанавливается более древняя структура (это относится, в первую очередь, к крупным разрывным нарушениям).

Привычным стало употребление в геологической литературе понятия о двух- или трехслойной коре. Анализ множества сейсмических профилей, освещающих разные участки земной коры, показывает некую условность такого понятия. Особенно хорошо это видно при рассмотрении серии субпараллельных профилей, проведенных на небольшом расстоянии друг от друга. На них часто наблюдаются несопоставимые рисунки штрихового поля, хотя профили пересекают одну и ту же структуру на поверхности. Конечно, здесь имеют значение чисто технологические причины (дифракция, боковой снос и т.д.). Но нельзя исключать и резкое изменение структуры коры, не отраженное в поверхностных тектонических элементах. Предположительно, это может вызываться широким развитием в коре трехмерных объемов разной формы и размеров. На это указывают, кроме эмпирических выводов, результаты обработки профилей ГСЗ, на которых внутри коры выделяется множество блоков, характеризующихся разными скоростными параметрами.

В.Г. Николаев¹, Р.Г. Гарецкий², Р.Е. Айзберг², А.М. Ковхуто²

Разрывная тектоника Московской синеклизы

В результате проведенного комплексного анализа с учетом составленных ранее карт и новых геолого-геофизических данных построена карта разломов Московской синеклизы масштаба 1:1000000. На ней выделено несколько генераций разрывных нарушений в платформенном чехле, прежде всего по возрасту их заложения: а) рифейская, б) венд-палеозойская, в) мезозойская.

Разломы кристаллического фундамента, выделенные в основном по материалам магнитных и гравитационных съемок, а также по данным ГСЗ, разделяют обычно его структурно-вещественные комплексы. Они

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

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

практически не влияют на поведение поверхности фундамента и не всегда продолжают в платформенном чехле. Это хорошо видно на профилях ГСЗ и КМПВ, где большинство разломов фундамента заканчиваются у его поверхности. В ряде случаев разломы фундамента продолжают в чехле и иногда образуют бортовые разломы крупных авлакогенов. Но при этом возникает вопрос: а не являются ли эти разломы рифейскими?

Рифейские разломы протрассированы в основном по геофизическим данным и ограничивают крупные структуры первого порядка – авлакогены, заполненные мощными осадочными и осадочно-вулканогенными толщами. Эти разломы представляют собой высокоамплитудные сбросы, которые ограничивают Среднерусский авлакоген, состоящий из нескольких подставляющих друг друга грабенов. Авлакоген протягивается почти через всю территорию Московской синеклизы с юго-запада на северо-восток. Вдоль этой структуры наблюдаются рифейские сбросы с максимальной вертикальной амплитудой, причем последняя увеличивается к северо-востоку.

В Крестцовском грабене по данным сейсморазведки МОГТ наблюдаются крупные сбросы. Смещение по поверхности фундамента составляет 3,5 км на юго-востоке, а на северо-западе отмечается ступенчатое опускание. Центральная часть грабена выполнена осадочными и осадочно-магматическими слабдеформированными комплексами рифея. Грабеновые комплексы перекрыты полого лежащими плитными отложениями венда-палеозоя, распространенными далеко за пределами грабена. Рифейские разломы здесь не затрагивают плитный чехол. В северо-восточной части Среднерусского авлакогена (Рослятинский и другие грабены) вертикальная амплитуда рифейских разломов достигает 4,0–5,0 км.

Главную систему разломов Среднерусского авлакогена нарушают более мелкие поперечные разрывы северо-западного простирания. Они разделяют отдельные грабены друг от друга (Тверской и Солигаличский, Солигаличский и Великоустюгский), но также прослежены и внутри грабенов. Система разломов этого простирания расположена в северо-восточной части авлакогена. Вертикальная амплитуда смещения по ним невелика (не более 1000 м). Скорее всего, они относятся к сбросо-сдвигам.

На юго-западе Среднерусский авлакоген торцово упирается в Валдайский грабен, имеющий субмеридиональное простирание. Ограничивающие его рифейские разломы имеют вертикальную амплитуду около 2 км. Единичные разломы того же простирания отмечаются южнее, в пределах Оршанской впадины, где их амплитуда составляет первые сотни метров. На северо-востоке Среднерусский авлакоген обрывается системой грабенов, имеющих северо-западное простирание (Онего-Кандалакшский, Лещуконский). Ограничивающие их разломы представляют собой сбросы с амплитудой до 3 км.

Такое положение рифейских разломов в центральной части Московской синеклизы позволяет высказать предположение о геодинамической обстановке в рифейское время. Вероятнее всего, развитие территории происходило в условиях сдвиговых движений, которые и определили торцовые ограничения Среднерусского авлакогена. То есть сам механизм формирования грабенов включал в себя не только вертикальные движения, вызванные фазовыми переходами в низах коры, но и сдвиговую составляющую (механизм пулл-апарт).

Кроме основного центрального звена рифейских разломов, на южном борту синеклизы выделяются еще две группы разрывных нарушений того же возраста. Это Московский и Гжатский грабены субширотного простирания, суммарной протяженностью примерно в 250 км.

В пределах Оршанской впадины рифейские разломы не образуют линейной зоны, а расположены в виде ортогональной системы северо-западного и северо-восточного простирания. Ярким структурным элементом является Центрально-Оршанский горст, разделяющий Витебскую и Могилевскую мульды. Горст ограничен разломами северо-восточного простирания и протягивается более чем на 100 км. Бортовые разломы заложились и развивались в рифее, однако, окончательный вид приобрели в венде. Амплитуды рифейских разломов в Оршанской впадине не превышают первых сотен метров.

Венд-палеозойские разломы относительно равномерной сеткой покрывают территорию Московской синеклизы, причем следует отметить отсутствие крупных линейных разрывных зон. Основную массу составляют разломы разных направлений, небольшой амплитуды и разной кинематики, преимущественно сбросы. Такие разрывы очень трудно идентифицировать из-за малой амплитуды смещения, хотя иногда в скважинах, вскрывающих палеозойский разрез, наблюдаются брекчирование и трещиноватость пород мощностью в несколько метров, которые ассоциируются с разрывными нарушениями. Несколько большее количество венд-палеозойских разломов установлено в Оршанской впадине, благодаря недавно проведенным магнито-теллургическим исследованиям.

На сейсмических профилях высокой точности на отдельных площадях можно интерпретировать своеобразные системы разломов шириной около 15–20 км, причем разрывы имеют падение плоскостей сместителя как к югу, так и к северу с углами от 10 до 45°. Смещение по плоскостям разрывов очень маленькое или отсутствует вообще. Разрывы охватывают весь разрез палеозоя, за исключением каменноугольных отложений, в которых они не наблюдаются.

Отдельные разрывы доходят до фундамента, но смещают его поверхность очень незначительно или даже совсем не смещают, другие – расположены внутри горизонтов осадочного чехла мощностью 200–500 м. Рисунок разрывов очень напоминает так называемые цветочные разломы (flower faults), широко распространенные в осадочных толщах разных регионов мира. Предполагается, что своим происхождением эти

разломы обязаны седиментационным процессам, в частности, уплотнению пород.

Мезозойские разломы известны только на юго-восточном склоне Московской синеклизы, примыкающему к Волго-Уральской антеклизе, где они широко развиты. Разломы, представляющие собой взбросы и надвиги с амплитудой от первых десятков метров до 1,0 км, захватывают верхние горизонты чехла (пермь-триас) и практически не затрагивают поверхность фундамента.

Единичные сбросы мезозойского возраста обнаружены вдоль южного борта Солигаличского грабена. Они имеют амплитуду 100–200 м, причем опущенным является южное крыло, в отличие от более ранних рифейских сбросов. Поскольку эти сбросы приурочены к инверсионному мезозойскому валу, а такие валы известны и на других бортах древних авлакогенов, можно предполагать, что мезозойские сбросы имеются и в других районах центральной части синеклизы.

Подводя итоги можно сделать некоторые выводы. Во-первых, на всем протяжении эволюции Московской синеклизы ее территория находилась в разных геодинамических условиях, что выразилось в формировании разнонаправленных и разнотипных систем разломов. Основными этапами смены режима напряжений были рифейский (в основном познерифейский), палеозойский (докаменноугольный) и мезозойский (ранне-среднетриасовый). Причем, максимальным этапом разрывных деформаций являлся рифейский, на более поздних этапах энергия и сила напряжений, вызывающих разрывные деформации, уменьшается. Каждый этап характеризовался преобладанием того или иного типа разрывных нарушений: рифейский – крупные сбросы и сдвиги; венд-палеозойский – сбросы, взбросы и седиментационные разломы; мезозойский – надвиги, взбросы и сбросы. Следует особо отметить, что седиментационные разломы ранее в Московской синеклизе не выделялись, требуют специального изучения.

Работа выполнена при поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект №99-036Р) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 00-05-81151 Бел 2000-а) – совместный проект.

Литература

1. *Архипов Ю.В., Высоцкий К.А., Калинин А.Т.* О деформациях платформенного чехла Волго-Уральской области // Геотектоника. 1996. № 5. С. 55–65.
2. *Астапенко В.Н., Довгаль Г.Н., Стадник Ю.Н.* Глубинное строение восточной части Беларуси по данным магнитотеллурических исследований // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45, № 2. С. 104–109.
3. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М. Недра. 1978. 152 с.
4. *Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.* Глубинная структура центральных районов Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1997. № 3. С. 31–40.
5. *Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.* Особенности тектоники верхневендских отложений Московской синеклизы в связи с проблемой их нефтегазоносности // Геотектоника. 1998. № 6. С. 23–33.

6. *Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карabanов А.К. и др.* Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника. 1999. № 5. С. 3–14.
7. *Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Николаев В.Г.* Московская синеклиза: зарождение и эволюция // Докл. РАН. 2001. Т.376. № 4. С. 506–509.
8. Геология и нефтегазоносность Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.В. Бронгулеева. М.: Изд-во МГУ, 1985. 288 с.
9. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. М-б 1:2 500 000. Гл. ред. А.В. Сидоренко. Мингео СССР, М., 1980.
10. *Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н.* Тектоническая модель докембрия Московской синеклизы по результатам комплексных региональных исследований // Разведка и охрана недр. 1995. № 8. С. 8–12.
11. *Лозовский В.Р., Ерошчев-Шах В.А., Афонин С.А.* О пелловых горизонтах и продуктах постэруптивных изменений пеллов в нижнем триасе Московской синеклизы // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2001. № 3. С. 19–28.
12. *Нагорный М.А.* Тектоника Волыно-Среднерусской системы прогибов. Минск: Наука и техника. 1990. 105 с.
13. *Николаев В.Г.* Тектоническая предистория Московской синеклизы в рифее // Геотектоника. 1999. № 6. С. 59–65.
14. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф. Грачева. М.: «Пробел», 2000. 487 с.
15. Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1 5 000 000 под редакцией А.Ф. Грачева. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
16. *Соколов Б.А., Пийт В.Б., Ефимова Е.А.* Строение фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы по сейсмическим данным // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 1. С. 93–98.
17. Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР. М-б 1:5 000 000. Мингео РСФСР. М., 1983.
18. *Федоров Д.Л., Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Цыбин В.Ф.* Тектоника Московской и Мезенской синеклиз в связи с возможной нефтегазоносностью верхнепротерозойских отложений // Современные проблемы геологии нефти и газа. М.: «Научный мир», 2001. С. 153–160.
19. *Sim L.A.* Neotectonics stress fields of the East European platform (EEP) and adjacent structures // Литосфера. 1996. № 5. С. 100–107.

А.А. Никонов

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

Финский залив – рифтогенная структура?!

Котловина Финского залива в структурно-тектоническом отношении представляет интерес как область сочленения (перехода от) Балтийского щита с собственно платформой и как восточная периферия депрессии Балтийского моря. При сложности реконструкции структуры и тектонической истории региона по сравнению с более западными частями Балтийской депрессии в региональных структурно-тектонических построениях нет недостатка. Выделяются два основных представления: прочно укоренившееся представление о флексурно-разрывном сочленении щита и платформы по юго-восточному обрамлению Фенноскандинавского (Балтийского) щита (зона Полканова) и идея о рифтогенной (грабеновой) природе депрессии Финского залива. В сущности, вопрос стоит о том, является ли граница Фенноскандинавского щита и Русской плиты тектонической (т.е. швом) или представляет собой нормальное стратиграфическое налегание плитного комплекса на докембрийско-рифейское

основание. В рассмотрении этого вопроса мы здесь ограничимся районом Финского залива и новейшим этапом развития, базируясь в основном на фактических геолого-структурных данных.

Идея о рифтогенной природе Финского залива, по-видимому, восходит после предположения А.П. Карпинского к обобщению Р.Н. Валева [1978], согласно которому восточная часть Балтийского бассейна представляет систему перекрещивающихся авлакогенов и грабенов (без разделения), разбитых субширотными глубинными разломами, два из которых выкраивают авлакоген – грабен Финского залива. «На основании интерпретации материалов магнитной съемки акватория Финского залива рассматривается как предполагаемый грабен, представляющий собой восточное затухающее ответвление авлакогена» [Валеев, 1978, с. 79]. Этот автор допускал новейшее обновление троговых депрессий Балтики. Идея поддержана и пропагандируется Д.И. Гарбаром, выделяющим «Таллинско-Петербургский рифт» на основе таких признаков, как линейные элементы на космических изображениях; локальные аномалии электропроводности радона, радиоактивности и теплового потока; распределение эпицентров слабых землетрясений, но без структурного обоснования [Гарбар, 1996]. Несмотря на то, что эта версия была аргументированно отвергнута прибалтийскими геологами [Геология ..., 1992 и др.], она реанимируется и другой группой исследователей [Гарецкий и др., 1999]. Приводятся, также только перечислительно, такие признаки как морфология неотектонических структур, разломная сеть, сейсмичность и делается вывод о закладывающейся здесь не ранее 0,15 млн лет назад рифтовой структуре.

Представляется, что это входит в противоречие с самой идеей рифтогенеза, который предполагает длительное (с возможными перерывами) унаследованное и направленное развитие отрицательной структуры, т.е. ее глубинную обусловленность. Обоснование столь молодого возраста депрессии Финского залива нахождением морских осадков соответствующего возраста (не ранее) далеко не бесспорно, ибо речь идет об области активной ледниковой экзарации и речной эрозии в эпоху континентального развития. Но если идея и возрастные определения верны, то морфологические и структурные признаки опускания (обновления погружения) грабена по ограничивающим его широтным разломам должны быть особенно выразительными. Доступные ныне материалы наземных, космических и подводных съемок вполне достаточны, чтобы проверить это.

Достаточно внимательно рассмотреть хорошую батиметрическую карту Финского залива и гипсометрическую карту его берегов, чтобы убедиться в преобладании крупных неровностей рельефа меридионального и юго-западного простираний в северной части района и северо-западного простирания – в южной. Сколько-нибудь выраженные формы рельефа широтного протяжения отсутствуют (кроме глинта на и вблизи южного побережья). В сущности, то же самое обнаруживается и на ка-

чественной космофотокарте масштаба 1: 2 млн на основе снимков LANDSAT 1978–1980 гг. При этом, учитывая выходы кристаллического фундамента на поверхность на севере и неглубокое (100–150 м) его залегание под покровом раннепалеозойских отложений на юге, становится ясным, что морфология поверхности обязательно должна была бы отражать широтные структурные элементы, тем более новейшего времени, если бы они существовали и имели бы вертикальную составляющую свыше 10–20 м. Но этого нет. Все видимые элементы рельефа, будь то структурно, эрозионно или гляциально обусловленные, имеют секущие относительно впадины Финского залива простирания. И изогипсы рельефа кровли дочетвертичных пород в акватории Финского залива вдоль его южного берега совершенно однозначно свидетельствуют о северо-западной, но никак не широтной ориентировке элементов подводного рельефа с амплитудами до 100–125 м [Геология..., 1992; Москаленко, 1992]. Это вполне согласуется с ориентированностью главных элементов рельефа поверхности коренных пород на прилегающей суше, который, несомненно, отражает древнюю эрозионную сеть [Таваст, Раукас, 1982; Геология..., 1992]. Кстати, продольные профили тальвегов древних (доледниковых) долин, спускавшихся с юга в нынешнюю акваторию, не обнаруживают перегибов [Таваст, 1981], которые можно было бы отнести за счет тектонического опускания северной полосы относительно южной после выработки этих долин.

Вдоль северного берега Финского залива выделяется «Хельсинко-Петрозаводская ступень» [Гарецкий и др., 1999], которая, однако, ни по топоматериалам, ни на высококачественной космофотокарте масштаба 1: 2 млн не обнаруживается, между тем как несколько секущих берег линий ВСВ простирания выделяются определенно.

При обращении к собственно структурно-тектоническим фактическим данным мы также не находим ясных признаков ограничивающих впадину Финского залива продольных разломов. Вдоль северного берега ни на достаточно подробных финских геологических картах, ни на спектрах поздне- и последниковых береговых линий [Donner, 1969; Амантов и др., 1985; Геология..., 1992] не выделяются разрывы или нарушения широтного протяжения. На южных берегах Финского залива, где сплошным полем развиты раннепалеозойские осадочные породы, ни обзорные карты масштаба 1:1 млн (например, [Тектоника..., 1979; Геологическая..., 1983, 1993]), ни среднемасштабные геологические и структурные карты, ни, наконец, структурные карты отдельных детально разбуренных и вскрытых горными выработками площадей (например, карты Эстонского сланцевого бассейна) не показывают даже отдельных разрывов, не говоря уже о сплошной разрывной зоне.

Наоборот, на всех картах и в специальных публикациях отражены с разной степенью полноты секущие разрывы северо-северо-западного простирания на западе и северо-восточного (частью с переходом в широтное близ р. Нарвы) на востоке [Гатальский, 1959; Вахер и др., 1978;

Сувейздис, 1993, Amantov et al., 1988 и мн. др.]. Амплитуды разрывов по ним не превышают нескольких десятков метров (максимально до 50 м) в породах раннего палеозоя и в подстилающем их на глубине 100–150 м кристаллическом фундаменте. Большая часть смещений приходится на палеозой, тогда как к новейшему времени (главным образом, к позднеледниковью) относят смещения всего на первые метры. При этом достаточно детальные структурные построения уверенно свидетельствуют о клавишном характере движений промежуточных блоков при северо-восточном протяжении разрывов, но не о направленном в сторону Финского залива ступенеобразном погружении. На востоке Финского залива вблизи Петергофа, например, тектонические нарушения в раннепалеозойских отложениях с общим запад-северо-западным простиранием носят вообще надвиговый характер [Янишевский, 1922 и др.], что никак не вписывается в представление о рифтогенезе. Нарушения молодых береговых линий здесь не известны.

Но, может быть, южный бортовой разлом надо искать под водами залива? На обзорной карте новейшей разломной тектоники СССР непосредственно вдоль южного берега Финского залива в основном под водой показана протяженная зона глубинного разлома, установленная (якобы) «по геологическим, геоморфологическим и геофизическим данным» [Николаев и др., 1977, с. 17]. От идеи о рифтовой структуре залива эти авторы, впрочем, далеки. Геологические разрезы через Финский залив, в том числе через его центральную по протяжению часть, демонстрируют разрывы в протерозойском фундаменте, но 1) не ближе 27 км к береговой линии, 2) с поднятием южного крыла на 15–20 м лишь местами, 3) без смещения комплекса четвертичных осадков на дне. В целом, откопанный субкембрийский пенеплен демонстрирует практически ровный без каких-либо деформаций наклон к югу и под водой и на прилегающей суше [Геология ..., 1992; Москаленко, 1992]. На сейсмотектонической карте центральной части Финского залива [Kuivamäki, Tuominen, 1985] в качестве главной структуры выделяется вытянутая к восток-северо-востоку наискосок через акваторию залива пограничная зона шириной 15–20 км, ограниченная разрывами первого порядка, но не показаны вдольбереговые разломы.

Слабые землетрясения в акватории и по берегам Финского залива возникают рассеянно, без линеаризации, между тем как редкие относительно сильные ($3,5 \leq M \leq 5,3$) землетрясения, как выясняется, могут соотноситься с поперечными субмеридиональными структурами. Наконец, идея о грабенообразной структуре Финского залива никак не согласуется с полем напряжений, в котором ось максимального сжатия горизонтальна и ориентирована с северо-запада на юго-восток [Slunga, 1991].

Все вышесказанное не должно рассматриваться как отрицание новейших и молодых разрывных нарушений в области Финского залива. Они, как начинает выясняться, образуют сложную систему сбросов и сдвигов, ни по конфигурации, ни по кинематике не имеющую, однако,

отношения к рифтогенезу. Их выявление и анализ – предмет специального исследования.

Литература

1. *Гарбар Д.И.* Таллинско-Петербургский (Финский) рифт – проявление новейшего рифтогенеза в пределах Евразийского суперконтинента // Тез. докл. XXIX Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 1996. С.30–31.
2. Геологическая карта четвертичных отложений дна Балтийского моря и прилегающей суши. М-б 1 : 500 000 / Под ред. А.А. Григялис. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 1993.
3. Геология Финского залива / Под ред. А. Раукаса и Х. Хюваринена. Таллинн, 1992. 422 с.
4. Тектоника Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1979. 92 с. (Тр. Литовск. н.-и. геол.-разв. ин-та; Вып. 33).
5. *Amantov A.V., Spiridonov M.A., Moskalenko P.E.* Geology of pre-Quaternary formations along the margin of the Baltic shield as an indicator of the evolution of the Gulf of Finland up to the most recent stage // Geol. Surv. Finland. Spec. paper. 1988. № 6. P. 87–93.
6. *Kuivamäki A., Tuominen H.V.* Loviisan ympäristön seismotektoninen tulkinta (Seismotectonic interpretation of the Loviisa region) // Imatran Voima Oy. Report-85-1. 1985. 96 p.

И. С. Новиков

Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

Модель новейшей активизации мобильной зоны Алтая в обстановке общего горизонтального сжатия по структурно-геологическим, морфотектоническим и геофизическим данным

Первоначальные положения теории литосферных плит об относительной жесткости и однородности континентальных плит ушли в прошлое во многом благодаря работам по Центральной Азии, показавшим, что эта область представляет собой коллаж микроплит, разделенных мобильными зонами, неоднократно активизированными уже после формирования Евразийской плиты. Анализ геологических данных показывает, что установившийся в позднем палеозое (после смыкания будущих фрагментов материка и поглощения в шовных зонах океанической коры) континентальный режим Центральной Азии неоднократно испытывал периоды активизации, разделенные, как принято считать, эпохами тектонического покоя и пенепленизации. Наиболее интенсивные дислокации в эти периоды происходили в позднепалеозойских шовных зонах. Территория Большого Алтая не является исключением. Последний по времени период активизации разворачивается здесь на протяжении позднего кайнозоя. События этого периода нашли отражение как в осадочном чехле межгорных и предгорных впадин, так и в морфологии рельефа в областях выходов на поверхность палеозойского основания.

В начале XX века сформировалась точка зрения, что горы Алтая возникли в результате относительно молодых вертикальных блоковых

движений (В.А. Обручев) или поднятия в виде свода (И.Г. Гране). До конца 80-х годов этой модели придерживались практически все исследователи региона. Надвиговые перемещения, наблюдаемые во многих частях горной страны, в тот период считались следствием «расползания» под воздействием сил гравитации горных сооружений и надвигания их на периферии впадин. Единственным исключением среди исследователей этого периода является А.Б. Дергунов, который рассматривал новейшую структуру восточной части Русского Алтая как сочетание сдвиговых зон северо-западного простирания и сопряженных с ними зон растяжения северного простирания [1]. Однако тогда его взгляды не получили признания. Источник горизонтального сжатия региона оставался необъясненным до тех пор, пока не были востребованы идеи Э.Аргана о ведущей роли Индо-Евразийской коллизии в новейшем тектогенезе Азии. Было высказано предположение, что область динамического воздействия Индо-Евразийской коллизии не ограничивается Гималаями и Тибетом, а простирается вплоть до Байкальского региона [2]. Эта идея явилась катализатором процесса изменения взглядов на морфотектонику всего Центрально-Азиатского региона.

Сокращение земной коры, происходившее в пределах Алтая по оси сжатия при сближении со сдвигом Джунгарской и Монгольской микроплит, сопровождалось дроблением с последующим течением масс земной коры, как по горизонтали, так и в верхнем и нижнем направлениях. В результате этого происходил рост горных сооружений и погружение поверхности Мохоровичича. Мощность земной коры в пределах Бийско-Барнаульской и Кузнецкой впадин составляет менее 40 км. В пределах Алтая наблюдается увеличение мощности земной коры. В его осевой части поверхность Мохоровичича также залегает на глубинах 55–60 км. Глубина ее залегания уменьшается по мере приближения к бассейнам обрамления (Джунгария и котловина Больших Озёр), где в среднем составляет 40 и 45 км, соответственно.

Судя по характеру осадконакопления, на территории Алтая в позднем мелу и раннем–среднем палеогене на фоне тектонического покоя происходило площадное выравнивание. Алтай тогда представлял собой область слаборасчлененного денудационного рельефа, напоминающую современный Казахский мелкосопочник. Мощность земной коры в пределах Алтая составляла, вероятно, около 40 км, как и в примыкающих стабильных областях. Одним из результатов сильного сжатия территории Алтая стало поэтапное увеличение мощности земной коры и высоты горных сооружений, происходившее в период с олигоцена по голоцен с основной фазой в четвертичное время. Мы полагаем, что увеличение мощности земной коры происходило синхронно с ростом горных сооружений.

Участкам земной коры с повышенной мощностью часто соответствуют более интенсивные новейшие и современные тектонические движения. В последнем столетии катастрофические (магнитуда 7 и более)

землетрясения многократно происходили в Монгольском и Гобийском Алтае. Многочисленные следы сильных землетрясений, выявляемые во многих местах Горного Алтая в ходе детального геоморфологического картирования, не оставляют сомнения в высокой сейсмической активности и этой территории. Определение радиоуглеродным методом абсолютного возраста первичных и вторичных сейсмодислокаций позволило реконструировать не менее пяти неизвестных сейсмических событий с периодом повторения от 1000 до 3000 лет [3]. Вероятно, основные сейсмогенерирующие сдвиговые структуры Монгольского Алтая имеют свое продолжение в пределах Русского Алтая.

В настоящее время имеются документальные свидетельства о 36 сейсмических толчках с магнитудой 6 и более, произошедших в пределах Гобийского и Монгольского Алтая в исторический период. Материалы этих исследований дают достаточно полное представление о характере современного поля напряжений и основных геодинамических тенденциях в развитии горных сооружений всего Алтая [4]. Подавляющее большинство известных сегодня сейсмогенных разрывов Монгольского Алтая относятся по характеру перемещений по ним к правосторонним сдвигам. Большинство землетрясений региона зарождается в верхней части земной коры на глубинах менее 25 км с максимумом на глубинах 10–15 км. Основные эпицентральные зоны расположены на границах Русского Алтая с Тувой и Зайсанской впадиной, Монгольского Алтая с котловиной Больших Озёр и Джунгарией и в зонах магистральных сдвигов осевой части Монгольского Алтая. Результаты анализа механизма очагов землетрясений свидетельствуют об отличии Алтая от смежной с ним Саянской области.

Эти области различаются ориентацией осей главных напряжений в земной коре. В западной зоне, включающей в себя Русский и Монгольский Алтай, земная кора находится в условиях преимущественного близгоризонтального сжатия, которое разряжается в горизонтальных подвижках в север-северо-западном направлении. В восточной зоне, охватывающей Западный и Восточный Саян, южную часть Тувы и прилегающую к ней территорию Северной Монголии, преобладающее близгоризонтальное сжатие реализуется преимущественно в движениях в север-северо-восточном направлении [5]. Это свидетельствует о том, что хорошо геоморфологически выраженная граница между Алтаем и Западным Саяном обусловлена различиями в кайнозойской тектонике этих территорий.

Преобладающим типом активного разломообразования Алтая является сдвиго-взброс. Вертикальные перемещения по отдельным разломам не превысили 3–4 км, в то время как горизонтальные сдвиговые перемещения по разным оценкам составили до 20–40 км. Основу новейшей структуры Алтая создают разрывные нарушения и расположенные между ними относительно устойчивые блоки. Блоки обычно имеют форму вытянутых ромбов и трапеций. Они также раздроблены, но амплитуды

движения по нарушающим их разломам менее значительны. Внутриблоковые разломы обычно относятся к взбросам и надвигам, ориентированным вдоль длинной оси блоков, или сбросам, ориентированным вкрест простирания блоков. Эти разломы не выдержаны по простиранию и не распространяются в соседние блоки. В рельефе земной поверхности блоки выражены в виде возвышенностей, осложняющие их разрывы – в виде уступов на склонах, а структурообразующие разрывные нарушения – в виде долинообразных понижений, разделяющих основные возвышенности.

Фиксируемая геоморфологическими и геологическими методами система активных разломов Алтая имеет плановый рисунок, отчетливо свидетельствующий о сдвиговом характере дислокаций [6]. В пределах Русского и Монгольского Алтая основу структуры составляют четыре субпараллельные магистральные сдвиговые зоны с правосторонним характером смещения, прослеживающиеся практически на всем протяжении горной системы. На многих участках разломов фиксируется отчетливая взбросовая составляющая, не выдержанная по простиранию. Гобийский Алтай представляет собой более просто устроенную зону дислокаций, связанную с левосдвиговыми перемещениями по Богдинскому (Гоби-Алтайскому, Долиноозерскому) разлому. В пределах Русского Алтая происходит расщепление основных сдвиговых зон, вытянутых в северо-западном направлении. Оперяющие разломы северного простирания имеют характер сбросов и раздвигов. Оперяющие разломы западного и юго-западного простирания являются преимущественно взбросами. Таким образом, здесь реализуется тот случай, когда проявлены обе из двух возможных структур окончания сдвиговых зон. Участки земной коры, заключенные между магистральными зонами правостороннего смещения, разбиты антитетическими и вторичными синтетическими сколами на ромбовидные блоки, создающие тектоническую основу главных орографических единиц территории.

Литература

1. Держунов А.Б. Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время // Геотектоника. 1972. № 3. С. 99–110.
2. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision// Science. 1975. Vol. 189. P. 419–426.
3. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В. и др. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология. 1999. № 1. С. 82–102.
4. Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Деформации и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск, 1995. С. 5–55.
5. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 20-30.
6. Новиков И.С. Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 9. С. 1376–1388.

Строение зоны сочленения Сибирской платформы с Восточным Саяном по геолого-геофизическим данным

Согласно морфокинематической модели покровно-складчатых структур юга Сибирской платформы [5] от Приморского разлома в Прибайкалье, Главного Саянского в Присаянье к центру платформы выделяется ряд покровно-складчатых поясов, закономерно сменяющих друг друга в концентрически-зональной последовательности.

I. Пояс корней надвигов и шарьяжей.

II. Пояс шарьяжно-надвиговых структур горно-складчатого обрамления по периферии платформы.

III. Пояс принадвиговых структур краевой части платформы.

IV. Пояс фронтально-надвиговых структур внутренней части платформы.

V. Область зафронтальных структур.

В своем докладе мы остановимся на структурном сочленении II и III поясов юго-западного фланга Сибирской платформы с Восточным Саяном. Пояс II – шарьяжно-надвиговых структур по периферии платформы – непрерывной полосой от истоков р. Ангара прослеживается в «байкальском» (до бассейна р. Витим) и «саянском» (до бассейна р. Бирюса) направлениях. К этому поясу принадлежат Шарьяжалгайский и Бирюсинский выступы в Присаянье, Аkitканский вулканоплутонический пояс и Чуйско-Тонодско-Нечерское поднятие в Прибайкалье. Надвиговые структуры от р. Бирюса до р. Витим сгруппированы в системы разрывных нарушений: Присаянская (Огнитская группа); Южно-Прибайкальская (Ангарская и Голоустенская группы); Западно-Прибайкальская (Лено-Анайская, Иликтинская группы); Байкало-Аkitканская (Ульканская, Леоульканская, Елохинская, Мужинайская, Тонгодинская, Ошеконская, Умбелло-Миньская, Окунайская, Домугдинская, Кутимская, Чечуйско-Рассохинская, Привитимская группы).

Из упомянутых систем разрывных нарушений наше внимание привлекает Огнитская группа, куда (с запада на восток) входят Главный Саянский, Бирюсинский и Присаянский разломы. Если первым двум разломам в геологической литературе уделено достаточно внимания [1, 2 и др.], то Присаянский линеймент в геофизическом отношении нуждается в дополнительной характеристике.

В 1963–1967 гг. для изучения глубинного строения Восточного Саяна и его структурного сочленения с осадочным чехлом Сибирской платформы были проведены маршрутные гравиметрические наблюдения преимущественно вдоль рек, пересекающих Присаянье. В этот период в

¹ Иркутский государственный технический университет (ИГТУ), Иркутск, Россия.

² Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия.

центральной части Восточного Саяна работали сотрудники ИГиГ СО АН СССР (Ю.А. Павлов), ВостСибНИИГГиМСа (С.В. Новоселов С.В., И.И. Вайман), ИЗК СО АН СССР (Ю.А.Зорин, Е.Х.Турутанов). При интерпретации гравиметрических данных использовались материалы аэромагнитной съемки и в некоторых случаях наземной съемки ΔZ .

Вдоль профиля Нижнеудинск – Покровский в 20 км западнее Нижнеудинска были выделены аномалии Δg и ΔZ . Аномалия Δg сложная. Она представлена минимумом, западный край которого может быть отождествлен с гравитационной ступенью с амплитудой в $15 \cdot 10^{-5}$ м/с², в то время как восточная ветвь выполаживается плавно [3]. На нижнюю часть западной ветви наложен минимум интенсивностью $5 \cdot 10^{-5}$ м/с² шириной около 1,5 км. Построенный по этим параметрам геологический разрез представляет собой надвиг Бирюсинской глыбы на платформу. Плоскость надвига наклонена на запад под углом 60°. Максимальная мощность кембрийских платформенных отложений вместе с подстилающими их оселковой и карагасской свитами составляет 5–6 км.

Ю.А. Павловым и П.М. Парфеновым составлен разрез земной коры центральной части Восточного Саяна [4]. График аномального поля силы тяжести над разрезом в восточной части профиля практически идентичен графику Δg маршрута Нижнеудинск – Покровск. Минимальное локальное значение силы тяжести находится над разломом, проходящим по границе протерозойских толщ Урикско-Ийского грабена и верхнекембрийских и ордовикских отложений платформы. Мощность последних 6 км. Плоскость разлома наклонена к западу под углом около 85°. Аномалии подобного типа наблюдаются и на более южных профилях. Так, по маршруту Голуметь – Шигна минимум силы тяжести в $3 \cdot 10^{-5}$ м/с², наблюдаемый в районе устья р. Урик, находится вблизи границы отложений кембрия платформы. С некоторой долей вероятности эта структура может быть продолжена в бассейн Китоя. Рассмотренные аномалии силы тяжести, вероятнее всего, отражают присутствие максимальных мощностей платформенных образований.

Таким образом, Присаянский разлом протяженностью свыше 300 км по геолого-геофизическим данным следует отнести к надвигово-взбросовой структуре.

Литература

1. Берзин Н.А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 147 с.
2. Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995. 51 с.
3. Новоселов С.В., Прокофьев А.А. О структурной позиции Бирюсинского горста // Тектоника Сибирской платформы и смежных областей. Вып. 9. Иркутск: Вост.-Сиб. Изд-во, 1971. С. 192–197.
4. Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниченный Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. 111 с.
5. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ: Дис. д-ра геол.-минер. наук. Иркутск, 2000. 96 с.

Инверсионные структуры авлакогенов по данным интерпретации сейсмических материалов региональных профилей

Развитие авлакогенов, как показано многими исследователями, имеет определенные закономерности и проходит через ряд стадий, одна из которых связана с инверсионными тектоническими движениями. В результате инверсионных движений в пределах структуры авлакогена формируются валообразные поднятия, которые являются обычно зонами нефтегазоаккумуляции [1, 2]. Однако некоторыми специалистами высказывается мнение о том, что нефтяные залежи в пределах инверсионных структур должны были бы быть разрушены и их изучение не представляет практического интереса. Существование диаметрально противоположных точек зрения подогревает интерес к изучению инверсионных валов с практической точки зрения.

Изучение инверсионных структур, закономерностей их расположения, строения, размеров, восстановление истории их геологического развития сопоставимо с решением обратной задачи в геофизических методах, так как может привести к новым взглядам на механизм формирования и развития одних из основных структурных форм земной коры – рифтовых систем. Так, например, сам факт наличия системы валов уже косвенно свидетельствует о блоковом строении кристаллического фундамента в пределах авлакогена, а сходство их геометрических пропорций (длина валов Вятского мегавала составляет около 80–120 км, ширина около 15–25 км, амплитуда по сакмарским отложениям колеблется в пределах 150–200 м) может отражать определенные закономерности и характер формирования этих блоков.

В последние годы в пределах Солигаличского и Казанско-Кажимского авлакогенов активно проводились сейсморазведочные региональные работы с целью изучения поверхности кристаллического фундамента, строения осадочного чехла и для оценки перспектив нефтегазоносности этих структур. И Солигаличский, и Казанско-Кажимский авлакогены считаются потенциально нефтегазоносными структурами. Солигаличский авлакоген относится к потенциально нефтегазоносной провинции Московской синеклизы, в пределах авлакогена в начале 70-х годов была получена первая нефть из базальных песчаников венда (высокоомный пласт в основании редкинской свиты) в виде непромышленных притоков. Казанско-Кажимский авлакоген включен в состав Волго-Уральской нефтегазоносной провинции: на Сырьанской площади был получен непромышленный приток нефти из среднерыбновских алевролитов.

Интерпретация глубокозалегающих горизонтов, в пределах авлакогенов затруднена, устойчивых отражений от поверхности кристалличе-

ского фундамента и поверхности рифейских отложений не наблюдается. Эти поверхности можно охарактеризовать только условными отражающими горизонтами, имеющими невыдержанные динамические параметры и прерывистый характер осей синфазности. Интерпретация условных отражающих горизонтов производится путем отождествления осей синфазности через интервалы потери отражений и при отсутствии скважинной информации и имеет весьма вероятностный характер. В таких условиях интерпретация сейсмического материала должна обязательно опираться на геологическую модель.

Анализ сопоставления выделяемых в фундаменте блоков с инверсионными структурами по осадочному чехлу в пределах авлакогенов позволяет предположить, что наиболее погруженным участкам кристаллического основания соответствуют максимальные по амплитуде инверсионные подвижки. Это предположение полностью подтверждается при интерпретации сейсмических материалов, полученных в пределах южного окончания Казанско-Кажимского прогиба, где по осадочному чехлу выделяются Шургинский, Ронгинский и Куженерский инверсионные валы.

В волновом поле сейсмических разрезов отражающий горизонт, сопоставимый с поверхностью кристаллического фундамента, интерпретируется достаточно уверенно, результаты структурных построений подтверждены бурением глубоких скважин. Выявленная закономерность проявляется в разных сечениях Шургинского вала и прилегающей площади: чем глубже погружение фундамента наблюдается на палеотектонических разрезах к началу саргаевского времени, тем больше мощность терригенных девонских отложений и тем больше амплитуда поднятия инверсионной структуры по осадочному чехлу. В пределах отдельных структур более глубокого заложения можно предположить зеркальный характер поверхности фундамента по отношению к инверсионным структурам. Эта закономерность отмечается по данным некоторых профилей КМПВ, пересекающих Солигаличский авлакоген.

Литература

1. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Русской платформы // Новые данные по геологии и нефтеносности Волго-Камского края. Казань, 1971. С. 50–90.
2. *Валеев Р.Н.* Тектоника Вятско-Камского междуречья. М.: Недра, 1968. 117 с.

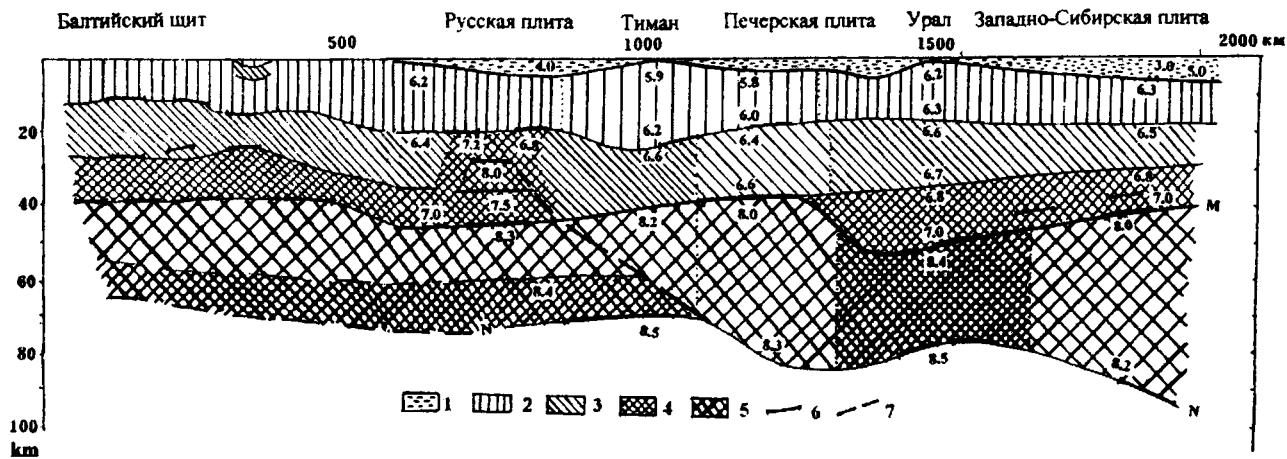
Структура литосферы Тимано-Печорской плиты и Полярного Урала

В 80-е годы в районе Тимано-Печорской плиты и Полярного Урала Центром «ГЕОН» был отработан профиль «КВАРЦ», на котором, помимо обычных (химических) взрывов, были использованы мирные ядерные взрывы [1]. Профиль пересекает ряд крупных разновозрастных структур: древние Балтийский щит и Пусскую плиту и молодые Печорскую и Западно-Сибирскую плиты, разделенные складчатыми сооружениями Тимана и Урала. Материалы по этому профилю обрабатывались ранее в несколько этапов, но отдельно для химических и ядерных взрывов [1,2]. В настоящей работе приводятся результаты совместной обработки данных химических и ядерных взрывов на участке профиля от Балтийского щита до центра Западно-Сибирской плиты.

Основным методом построения скоростного разреза был метод тематического моделирования или метод подбора. Наиболее важным этапом моделирования является выбор исходной интерпретационной модели, т. е. построение стартовой модели, которая затем уточняется путем многократного решения прямой сейсмической задачи. Выбор такой модели осуществлялся путем совместного анализа волновых полей от ядерных и химических взрывов. Для этого использовались метод редуцированных годографов [3] и метод специальных полей времен [4]. Эти методы позволяют преобразовать наблюдаемые годографы в линии t_0 для серии скоростных уровней и тем самым проследить опорные границы вдоль профиля, а также выявить взаимосвязь между преломленными и отраженными волнами от этих границ.

Полученный в результате разрез земной коры (рисунок) представлен в виде серии слоев и блоков с разными скоростями. Границы, разделяющие эти слои, чаще всего являются условными, т.е. принятыми в процессе моделирования для описания скоростной функции. Особым значком на разрезе показаны участки границ, от которых получены реальные отражения. В этом случае границу можно считать границей первого рода с действительным скачком скорости.

Структура земной коры региона изменяется вдоль профиля. Кора Балтийского щита и Русской плиты характеризуется типичными для Восточно-Европейской платформы скоростными параметрами. Выделяются три слоя со скоростями 6,2–6,3 км/с, 6,4–6,6 км/с и 7,0 км/с, мощность коры ~40 км. На краю плиты в области перехода к Тиманскому краю внутреннее строение коры резко меняется: увеличиваются скорости в средней коре до 6,8–7,2 км/с, и на глубине 30–35 км появляется тело с мантийной скоростью 8.0 км/с. Кора Тиманского края и



Сейсмический разрез литосферы по профилю «КВАРЦ», построенный в результате совместной обработки записей химических и ядерных взрывов

1–5 – основные слои литосферы со скоростями Р-волн: 1 – осадочный чехол (3,5–4,5 км/с), 2 – верхняя кора (5,8–6,3 км/с), 3 – средняя кора (6,4–6,7 км/с), 4 – нижняя кора (6,8–7,5 км/с), 5 – мантия (8,0–8,3 км/с); 6 – отражающие площадки; 7 – нарушения.

Печорской плиты отличается пониженными скоростями, возможно даже существование на глубине 10–20 км зоны инверсии скоростей. В коре выделено только два слоя со скоростями 5,8–6,2 км/с и 6,4–6,6 км/с. Под Предуральским прогибом структура коры снова меняется: увеличивается ее мощность до 50 км, а в низах коры появляется слой со скоростями 6,8–7,0 км/с, скорости в верхней коре увеличиваются до 6,2–6,3 км/с, в средней коре – до 6,6–6,7 км/с. Такая же структура коры характерна и для Урала. В Западной Сибири сохраняются основные слои коры, типичные для Урала, но общая мощность коры уменьшается до 40 км.

Разрез верхней мантии по данному участку профиля был построен на основании записей двух ядерных и нескольких химических взрывов, расстояние между которыми составляло в среднем около 300–400 км. Анализ волновой картины показал, что волны, связанные с верхней частью мантии, четко разделены на две группы. Первая из них – волна P_N записана на удалениях 200–400 км и она характеризует среду до глубины 60–80 км. Ее интенсивность вдоль профиля и с расстоянием от источника очень изменчива, иногда это – очень сильная волна, иногда ее с трудом удается выделить. Скорости P_N изменяются в широком диапазоне от 8,0 км/с до 8,4 км/с. На удалениях 400–700 км наблюдаются высокоамплитудные отражения P_N от границы N , которая рассматривается в настоящее время как глобальная граница [5]. Скорости этих волн очень высокие – иногда до 8,8 км/с, что можно объяснить наклонным залеганием отдельных элементов границы.

Граница N имеет достаточно сложный рельеф, залегая неглубоко в районе Восточно-Европейской платформы – на 70 км, затем прогибаясь под Печорской плитой до 80 км и поднимаясь под Уралом до 72 км. Под Западно-Сибирской плитой она погружается до 100 км. Из ПВ 123 на северо-запад волна P_N в районе ПК 1300 имеет особенно большую кажущуюся скорость и при выходе в первые вступления образует четкую аномалию времен. Такая картина говорит о возможном наличии под Тиманом крутонаклоненной отражающей границы – глубинного разлома, падающего в сторону Печорской плиты.

Горизонтальная изменчивость скоростей в верхах мантии значительная: низкие скорости наблюдаются под Тимано-Печорской плитой (8,0 км/с), и относительно высокие скорости (8,4 км/с) – под Уралом. Под Западно-Сибирской плитой скорости в верхах мантии такие же, как под Тимано-Печорской плитой – 8,0 км/с. Такая скоростная неоднородность мантии хорошо коррелируется с возрастом геоструктур и тепловым потоком. На Русской древней плите, где наблюдаются пониженный тепловой поток, скорости повышенные, под молодыми плитами с повышенным тепловым потоком – пониженные. Урал – молодая структура, но тепловой поток здесь очень низкий, соответственно, скорости под границей M высокие.

Таким образом, совместная обработка материалов химических и ядерных взрывов по профилю «КВАРЦ» позволила детально изучить

структуру земной коры и верхов мантии севера Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорского региона, Полярного Урала и Западно-Сибирской плиты. Главным выводом данной работы о строении коры является различие во внутренней структуре земной коры Тимано-Печорской плиты и окружающих ее геоструктур, существование на краю Русской плиты зоны, пронизанной мантийными интрузиями, резкое увеличение мощности коры под Предуральским прогибом и Уралом. На глубине 70–100 км в верхней мантии прослеживается горизонт N, который зеркально отражает рельеф границы М. Горизонтальная неоднородность верхов мантии значительна, скорость вдоль границы М изменяется от 8,0 до 8,4 км/с.

Литература

1. *Егоркин А.В.* Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам / Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 118–135.
2. *Mechie J., Egorkin A.V., Fuchs K., Solodilov L.N., Wenzel F.* P-wave mantle velocity structure beneath northern Eurasia from long-range recordings along the profile Quartz // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1993. Vol. 79. P. 269–286.
3. *Павленкова Н.И.* Метод редуцированных годографов и математическое моделирование // Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии. М.: Наука, 1979. С. 107–123.
4. *Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск: Наука, 1975. 152 с.
5. *Павленкова Н.И.* О региональной сейсмической границе в самых верхах мантии // *Физика Земли.* №12, 1995. С. 1–12.

Н.И. Павленкова

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

Природа сейсмической расслоенности литосферы

Традиционно сейсмическая расслоенность коры и верхней мантии связывается с изменчивостью состава пород, степени их метаморфизма, фазовых переходов. Такую природу действительно имеют повышенные скорости в низах коры (гранулитовый слой), граница М как, переход от основных пород к ультраосновным и фазовые границы, разделяющие верхнюю и нижнюю мантию. Однако последние работы показали, что значительная часть сейсмической неоднородности связана с изменением механических свойств вещества и его реологии. Реологически ослабленные слои выделяются как слои пониженной скорости упругих волн (сейсмических волноводов), пониженной добротности и повышенной электропроводности. Косвенными их признаками являются форма и внутренняя структура сейсмических границ, изменение степени горизонтальной неоднородности вещества, характер распределения очагов землетрясений.

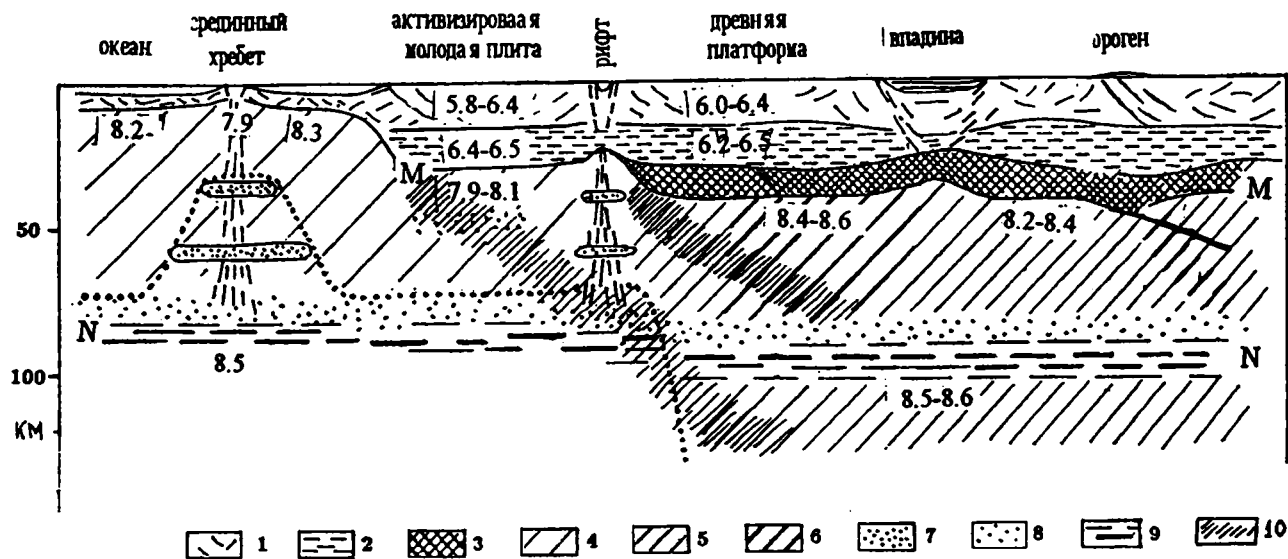
На основании этих характеристик, в континентальной коре выявлен ослабленный слой на глубине порядка 10–20 км, имеющий большое значение для формирования тектонической расслоенности земной коры.

Многие характеристики границы М также дают основание предполагать, что и в низах коры существует ослабленный слой. Эта граница представлена сложной тонкослоистой пачкой, скорости в которой меняются от аномально малых (6,0 км/с) до аномально больших величин (8,4 км/с). Последние могут быть признаком анизотропии скорости, созданной направленной ориентацией кристаллов оливина. По данным ОГТ, на этой границе происходит смена масштаба внутренней неоднородности среды, смена расслоенной нижней коры на прозрачную мантию. К границе М выполаживаются глубинные разломы, оконтуривающие крупные геоструктуры, такие как Днепровско-Донецкий авлакоген и Урал. На уровне этой границы наблюдается изостатическая уравнированность коры, что тоже подтверждает наличие здесь реологически ослабленного слоя.

Перечисленные особенности структуры коры хорошо объясняются механической моделью [1]. На основании лабораторных исследований механических свойств пород при увеличении РТ условий установлено, что на глубине 8–10 км в земной коре древних платформ можно ожидать разрушение пород (увеличение пористости и трещиноватости) и соответствующее уменьшение сейсмических скоростей за счет явления дилатансии. На уровне границы М коровые породы должны перейти в состояние истинной пластичности, и тогда в низах коры можно ожидать не только субгоризонтальные подвижки и течение материала. Все это восстанавливает изостатическое равновесие и может создать преобладающую ориентировку минералов оливина с соответствующей анизотропией скоростей.

Увеличение глубинности сейсмических исследований с помощью ядерных взрывов позволило установить существенную реологическую расслоенность и верхней мантии. При этом наиболее выразительные слои с пониженными скоростями выделены внутри литосферы. Классическая модель верхней мантии срединно-океанических хребтов с утолщенной астеносферой не подтвердилась (рисунок). Здесь выделено несколько слоев с пониженной скоростью, перемежающихся со слоями аномально высоких скоростей, не типичных даже для холодных кратонов – 8,5 км/с. Расслоенность верхней мантии подчеркивается и протяженными сейсмическими границами, некоторые из которых можно отнести к разряду глобальных, например, границу N на глубине порядка 80–100 км. На этой глубине исчезают наклонные сейсмические границы, которые можно рассматривать как мантийные зоны нарушений, и граница N делит верхнюю мантию на жесткий и на относительно ослабленный слой. Это согласуется и с данными о собственных колебаниях Земли и о распределении очагов глубинных землетрясений.

По данным сейсмотомографии, в мантии выделены также крупные



Обобщенная двумерная модель литосферы континентов и океанов

1 – нарушения в земной коре; 2 – ослабленный слой в средней коре; 3 – высокоскоростная нижняя кора; 4–6 – скорости в верхней мантии (цифрами даны их значения, км/с): 4 – пониженные, 5 – нормальные, 6 – повышенные; 7 – астенолиты; 8 – ослабленный слой в верхней мантии; 9 – граница N; 10 – нарушенные зоны верхней мантии.

наклонные зоны аномальных скоростей, которые можно рассматривать как глубинные зоны нарушений. Как правило, они ограничивают со всех сторон континенты, оконтуривая их мантийные корни. Наиболее выразительны они на активных окраинах, где их можно проследить до глубины в 400–700 км вдоль фокальных зон Беньоффа.

Описанной структуре верхней мантии лучше всего соответствует адвективно-полиморфный механизм подъема глубинного вещества, насыщенного флюидами. Это – активный и наиболее быстрый механизм переноса энергии и сопровождающих флюиды расплавов [2]. Благодаря значительной подвижности флюидов вещество мантии достаточно быстро поднимается вверх, на некоторых уровнях давления и температуры из-за изменения проницаемости вещества оно задерживается, образуя слои с повышенной концентрацией. Это приводит к частичному плавлению вмещающих пород при относительно низкой температуре и к образованию астенолитов. Дальнейшее продвижение глубинного вещества вверх зависит от распределения напряжений, структуры литосферы, ее предыдущей истории развития и т.д.

Таким образом: 1) для земной коры и верхней мантии характерна структурная и реологическая расслоенность, которая проявляется в чередовании слоев повышенных и пониженных скоростей, в закономерном соотношении наклонных и субгоризонтальных сейсмических границ, зон повышенной концентрации землетрясений и спокойных зон;

2) наиболее четкие реологически ослабленные слои выделены в средней коре на глубине 10–20 км, в ее низах на уровне границы М и в верхней мантии на глубине порядка 100 и 200 км; природа корового ослабленного слоя связана с изменением механических свойств пород: явлением дилатансии, а слоя на уровне границы М – с переходом вещества в состояние истинной пластичности;

3) Реологически ослабленные слои в верхней мантии создаются процессами перемещения вещества с больших глубин, главным из которых является адвекция флюидонасыщенного материала, который растекается на определенных глубинах по субгоризонтальным слоям, провоцируя в них плавление на относительно небольших глубинах и формируя астеолинзы; подъем флюидов происходит, по всей видимости, по нарушенным зонам в верхней мантии, например по зонам Беньоффа.

Литература

1. Николаевский В.Н. Трещиноватость и пластичность земной коры // Вопросы нелинейной геофизики. ВНИИЯГГ, 1981. С. 15–22.
2. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металогении // Проблемы глобальной геодинамики / Под ред. Д.В.Рунквиста. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–224.

Северный Ледовитый океан: геологическое строение и происхождение

Северный Ледовитый океан включает четыре глубоководных бассейна: Баффина, Норвежско-Гренландский, Евразийский и Амеразийский. Из них два первых здесь не рассматриваются, два следующих бассейна обрамлены в виде почти непрерывного кольца обширным шельфом с окраинными морями и многочисленными островами.

Шельф на всем своем протяжении, как правило, характеризуется континентальным типом земной коры и развитием мощного (до 10–20 км) осадочного чехла. Кристаллический фундамент в пределах шельфа разновозрастный, от архея до верхнего протерозоя; складчатый фундамент может быть палеозойского или даже мезозойского возраста. На некоторых, наиболее погруженных участках шельфа, например, в Баренцевом море, континентальная кора значительно утоняется или полностью выклинивается с проявлением под осадочным покровом так называемых «базальтовых» окон.

В пределах континентального склона и подножия осуществляется переход коры континентальной в океаническую. Здесь в периокеанических прогибах и впадинах также установлен мощный (до 10 км) осадочный чехол, вероятно, более молодой, чем на шельфе.

В глубоководных впадинах Северного Ледовитого океана земная кора, в основном, океаническая, с отдельными блоками субконтинентальной или субокеанической в Амеразийском бассейне.

Типично океаническая кора с линейными магнитными аномалиями характерна для Евразийского бассейна. В нем выявлен срединно-океанический хребт Гаккеля. Толщина осадочного покрова в океанических котловинах по обе стороны срединно-океанического хребта не превышает 1–4 км, на самом хребте осадки либо отсутствуют, либо имеют незначительную мощность. Возраст осадочного чехла, в основном, кайнозойский.

Амеразийский бассейн включает Трансарктическое подводное поднятие (хребты Ломоносова и Альфа, поднятие Менделеева, котловины Макарова и Подводников), Чукотский купол и Канадскую впадину. Для хребтов и поднятий характерен субконтинентальный тип земной коры и маломощное перекрытие их осадками. В котловинах Макарова и Подводников земная кора субокеаническая, а мощность осадочного чехла возрастает до первых километров. В Канадской впадине земная кора считается океанической. Впадина выполнена очень мощными (6–8, по некоторым данным, 8–12 км) осадочными отложениями верхнемелового–кайнозойского возраста, что, на наш взгляд, сомнительно. Вполне

допустимо рассматривать эту впадину в качестве недокомпенсированной осадками структуры – аналога впадины Баренцева моря, в последней возраст осадочных образований варьирует от верхнего протерозоя до кайнозоя включительно. Поэтому и возраст осадочного чехла в Канадской котловине может быть значительно древнее, чем принято считать в настоящее время.

На происхождение Северного Ледовитого океана существует несколько точек зрения. Одни исследователи принимают очень молодой возраст океана, другие зарождение этого океана предполагают в перми, третьи считают его первичной впадиной Земли, т.е. возраст океана очень древний. Последняя гипотеза принимается и нами.

Суть ее сводится к следующему. Отправная точка этой гипотезы – магматический океан, который занимал в догеологическое время всю поверхность Земли. При начавшемся общем остывании планеты в этом океане началось формирование протокры. Вначале кора была настолько тонкой, что постоянно взламывалась и вновь переплавлялась при очередных излияниях магмы. Но со временем на некоторых участках стали возникать утолщенные блоки коры, которые были менее проницаемыми для магмы. Эти блоки продолжали увеличиваться в толщине за счет постоянных внедрений интрузий и, в конце концов, превратились в первые блоки континентальной протокры. Вследствие изостазии и большей легкости они возвышались над участками, занятыми магматическим океаном. В результате вокруг Северного полюса Земли блоками континентальной коры была ограничена огромная депрессия, занятая магматическим океаном. В этой геодепрессии происходило формирование, в основном, океанической коры, хотя в отдельных ее районах, например, на площади современного Трансарктического подводного поднятия, имело место образование субконтинентальных (хребет Ломоносова, возможно, поднятие Менделеева и хребет Альфа) и субокеанических (впадины Макарова и Подводников) блоков коры.

Когда температуры на поверхности Земли достигли 100–150°C, началось заполнение геодепрессии водой из мощной атмосферы, окружавшей нашу планету в то время. Образовался огромный водный бассейн – протоокеан, в котором и начались первые процессы осадконакопления. Осадочный материал поступал со стороны энергично размываемых блоков континентальной коры в краевые зоны депрессии, где и заложились первые шельфовые осадочные бассейны. Податливый океанический фундамент способствовал накоплению в этих бассейнах мощных (до 10–20 км) осадочных формаций, постепенно проградировавших в глубоководную часть депрессии, в пределы континентального склона и подножия и, в значительно меньшей степени, в абиссальные морфоструктуры. В конечном итоге за очень продолжительный период (от архея до настоящего времени) вокруг океанической впадины сформировалось огромных размеров (как по протяженности, так и по ширине) шельфовое кольцеобразное обрамление с многочисленными островными поднятия-

ми, которое разорвано глубоководьем лишь по обе стороны Гренландии (в Норвежско-Гренландском бассейне и в море Баффина).

Продолжающееся наступление (проградация) шельфа приведет в конечном итоге к полному заполнению Евразийского и Американо-Североамериканского бассейнов осадочными образованиями и перетоку огромного объема океанических вод из Северного Ледовитого в Атлантический и Тихий океаны. На месте Северного Ледовитого океана, вероятно, образуется ледяной континент, аналогичный современной Антарктиде.

Таким образом, Северный Ледовитый океан, по нашему мнению, представляет собой отмирающий, древний бассейн, который быстрее всех других океанических бассейнов окажется заполненным осадочными породами и превратится в континент с нормальной континентальной земной корой, с мощным осадочным чехлом.

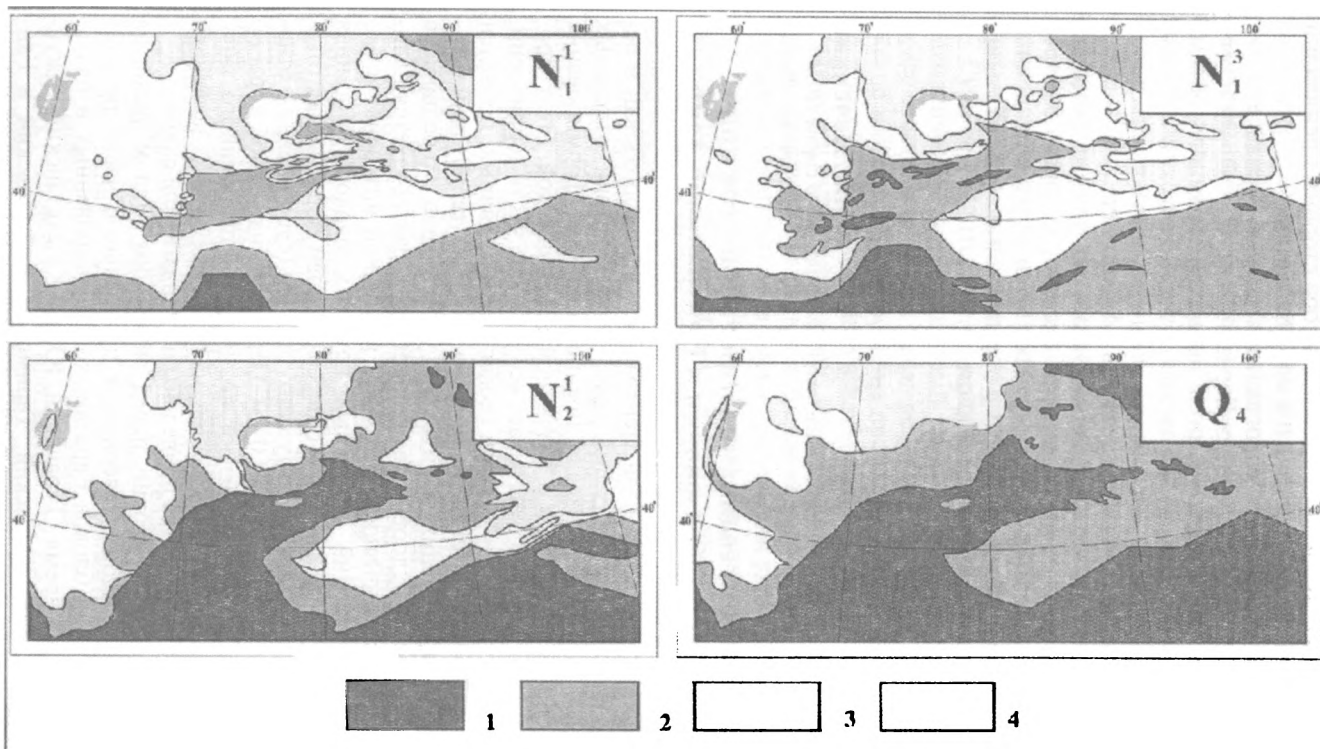
И.Г. Печенкин

*Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС),
Москва, Россия*

Роль новейших геодинамических процессов при гидрогенном рудообразовании в Центральной Азии

Современный структурный план Центральной Азии образован в результате нарастающей орогенезации при взаимодействии отдельных участков земной коры, что создало предпосылки для формирования крупных тектонических блоков с различной геодинамикой. Этот процесс необратим и постепенно охватывает все большие части территории. На основе комплекса геологических и геофизических данных, проведен анализ истории развития новейшего орогена (N-Q) на территории Центральной Азии и прилегающих территорий и установлено его решающее влияние на гидрогенное рудообразование. Регион характеризуется наличием нескольких тектонических областей с различной интенсивностью вертикальных перемещений отдельных крупных блоков: орогенная часть (высокоамплитудный ороген) – с перемещением пород по вертикали более 2,0 км; область малоамплитудного орогена (суборогена) – относительные смещения от 0,2 до 1,5–2,0 км. Перемещения земной коры по вертикали менее 0,2 км характеризуют поднятия платформенного типа. Размещение этих тектонических областей, на различных этапах новейшей истории геологического развития приведены на прилагаемой схеме.

Структурный план территории перед новейшим этапом развития приобрел следующий облик. Северные и центральные части региона представляли собой ряд блоков Евразии, консолидированных в палеозойское и мезозойское время (Туранский, Южно-Казахстанский, Джунгарский, Алтайский, Тянь-Шаньский, Таримский, Бейшаньский и Ган-



Изменение во времени границ тектонических областей

Тектонические области: 1 – орогенная, 2 – суборогенная, 3 – поднятия платформенного типа, 4 – неактивизированные части платформ

суйский). С юга к ним примыкали блоки Тетиса (Банди-Туркестанский, Памирский, Куньлуньский, Каракорумский, Бурхан-Баянхарский, Цынхайский и др.), которые сочленяются с северными, образуя ряд крупных линеаментов.

В процессе активизации происходила дифференциация отдельных частей блоков и разломов с обособлением поднятий и впадин различного масштаба, заложенных еще в палеозойское или мезозойское время.

В раннемиоценовое время в результате континентальной коллизии в пределах южного обрамления единой Афгано-Таджикской и Таримской впадины началось формирование орогена. К началу миоцена в западном Куньлуне, Алтынтаге и Наньшане преобладали «суборогенные» поднятия. Такая же интенсивность активизации существовала в Центральном Тянь-Шане и на Алтае. Все остальные положительные структуры были поднятиями платформенного типа.

В позднемиоценовое время при нарастании геодинамических напряжений область «суборогена» на юге территории несколько расширилась. В ее пределах выделились отдельные участки с орогенными поднятиями. Максимальная их площадь тяготеет к Западному Куньлуню, Южному и Центральному Памиру. Здесь в результате продвижения Памирского «клина» к северу (~на 150 км) образовались крупные зоны надвигов и шарьяжей. Район Западного, Центрального и, частично, Восточного Тянь-Шаня находится в «суборогенной» области, которая сочленяется с Памирским орогеном. Активизация «суборогенного» типа отмечается, в южной части Афгано-Таджикской впадины, в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта и продолжает существовать на Алтае. Формируются «суборогенные» поднятия южной части Центральных Кызылкумов, сложенные породами палеозойского возраста. Рост остальных антиклинальных структур региона незначителен.

В раннем плиоцене сложившиеся геодинамические условия продолжали унаследованное развитие, выразившееся в нарастании тектонической активности и в постепенном охвате этим процессом все больших частей стабильных, в недалеком прошлом, участков рассматриваемого региона. Это проявилось и в смене пликративных дислокаций на дизъюнктивные и, как результат, в вовлечении в активизацию структур древнего (герцинского) заложения. Интенсивное расширение области орогена, охватившей большую часть Тянь-Шаня, Памир, Куньлунь, Алтынтаг, Наньшань, Банди-Туркестан с формированием мощных надвиговых зон и крупных сдвигов резко изменило гидродинамику региона. Большие территории, включая бортовые части Таримского осадочного бассейна, Гансуйский коридор, Восточный Тянь-Шань, окраины Джунгарского осадочного бассейна, Центральные Кызылкумы, часть Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской впадин и др., были вовлечены в активизацию «суборогенного» типа.

На современном этапе развития своего максимума достигли области охваченные процессами орогенизации, и, как следствие, выросли объе-

мы пород, где прошли эпигенетические рудообразующие процессы.

На протяжении новейшего этапа геологического развития в регионе породы осадочных бассейнов претерпевали те или иные изменения, обусловленные их положением в различных тектонических областях (ороген, «субороген»), хорошей связью областей питания с перспективными горизонтами и наличием ярко выраженных очагов разгрузки. В результате в пластах формируются эпигенетические зональности, фиксируемые по изменению цвета пород, их геохимического облика и минерального состава. Развитие гидродинамических систем во времени и в пространстве определяет эволюцию процессов гидрогенного рудообразования. Смена режимов вод обуславливает многоэтапность и динамику изменений, происходящих в осадочном чехле.

Инфильтрационный гидродинамический режим является ведущим для центральной и западной частей территории. Движение вод происходит преимущественно в северо-западном направлении, к очагам разгрузки. Строение артезианских бассейнов влияет на динамику вод. Так, Чу-Сарысуйский бассейн, как наиболее мелкий, промывается единым потоком в пределах всего осадочного чехла. Сырдарьинский отличается интенсивной инфильтрацией в верхних частях разреза в своей краевой части. Системе малых артезианских бассейнов Центральных Кызылкумов присуще их постепенное вовлечение в инфильтрационные процессы с юго-востока на северо-запад при сочетании латерального и субвертикального движения вод.

Большая часть рассматриваемой территории характеризуется эксфильтрационным гидродинамическим режимом. До начала новейшего этапа развития зона затрудненного водообмена артезианских бассейнов преимущественно представляла гидродинамически закрытые системы. В процессе орогенезации они были раскрыты, что на первых этапах, в результате декомпрессии создало условия для интенсивной эксфильтрации пластовых вод. Этот процесс образует эксфильтрационную восстановительную зональность. Дальнейшая декомпрессия в коллекторах приводит к началу инфильтрации метеогенных вод.

Западная часть территории – яркий пример тектонической активизации не только структур мезозойского и кайнозойского возраста, но и герцинского, в результате продвижения Памирского «клина». Как следствие, формируются региональные зоны пластового окисления, развивающиеся преимущественно в северо-западном направлении. Чем дальше отмечается удаление границ выклинивания зон пластового окисления от областей питания, тем моложе оруденение, локализующееся на его выклинивании.

Восточная часть региона характеризуется постепенным вовлечением отдельных впадин в процессы инфильтрационного рудообразования. Причем, каждая стадия активизации создает условия для прекращения гидрогеологической связи рудовмещающих горизонтов с областями питания, что приводит к кратковременности (в геологическом понимании)

процессов рудогенеза. Это обусловило образование многочисленных локальных рудоносных зон пластового окисления в крупных впадинах Западного Китая. Возраст оруденения соответствует времени прохождения структурами «суборогенного» этапа развития.

Потенциал рудоносности седиментационных артезианских бассейнов определяется интенсивностью преобразования пород (в зависимости от их положения в коллизионных структурах) и возможностью последующего перехода полезных компонентов в газожидкий флюид с его перемещением к областям рудообразования. Ведущая роль в этом движении принадлежит эксфильтрационному, инфильтрационному или гетерогенному гидродинамическим режимам, наличие и проявленность которых зависят от положения артезианских бассейнов в крупных геотектонических блоках на разных стадиях их развития.

Б.Н. Пискунов

Институт морской геологии и геофизики (ИМГИГ) ДВО РАН.

Природа поднятия Малой Курильской гряды по петрогеохимическим и сейсмическим данным

Курильская дуга относится к классическому типу двойных островных дуг, образованных внутренней (вулканической) и внешней (невулканической) грядами. Первая из них сформировалась в позднекайнозойский период в стадию образования собственно островодужного поднятия. Активный до настоящего времени вулканизм базальт-андезит-риолитового состава в сочетании с процессами деструкции привел к образованию олигоцен-четвертичной островодужной ассоциации, состоящей из ряда комплексов общей мощностью 5–7 км, прорванных гранитоидными интрузиями.

Внешняя поднятия, представленное островами Малой гряды и подводным хребтом Витязя сложено верхнемеловыми базальтоидными вулканическими и вулканомиктовыми породами, интродированными габброидами (62–56 млн лет) и щелочными силлами. В разрезе выделяется три комплекса – Матакотанский, Шикотанский и Ноторо-Томаринский общей мощностью 2–3 км, возраст которых варьирует от 105 до 45 млн лет.

Глубинное строение островной дуги уточнено последними сейсмическими исследованиями методами МОВЗ, скоррелированными с материалами по ГСЗ [1]. Согласно этим данным под дугой до глубины 30 км обнаружены 4 границы обмена. Наиболее четкая из них (M_0) со скоростью преломленных волн вдоль нее 7,9–8,2 км/с отождествляется с подошвой земной коры и фиксируется на глубинах от 17 до 33 км, погружаясь под Большую гряду. Вторая четкая граница со скоростью 7,2 км/с

(K₂) отмечается в интервале 8–13 км и связывается с «базальтовым» слоем. Выше K₂ под Малой грядой выделяются разделы K₁ и K₀, интерпретируемые, соответственно, как основание позднемеловой геосинклинали (кровля «офиолитового комплекса») и лито-стратиграфическая граница внутри позднемелового комплекса. Эти исследования опровергли распространенное представление о наличии «литосферного корня» под Малой грядой. Все выделенные сейсмические границы наклонены от поднятия Малой гряды в сторону Большой, под которой и фиксируется крупный прогиб. Резкое смещение границ раздела между грядями с вертикальной составляющей до 5 км указывают на наличие под дном Южно-Курильского пролива глубинного разлома типа левостороннего сбросо-сдвига, существование которого подтверждается и другими геолого-геофизическими данными.

Несмотря на большое количество работ, посвященных различным аспектам строения и состава пород Малой гряды, вопрос о тектонической природе внешнего поднятия и о тектоно-магматическом режиме позднемелового базальтового вулканизма до сих пор остается открытым. Высказываются весьма противоречивые взгляды, включающие океаническую природу гряды (обдуриванный клин), принадлежность к периокеаническому поясу и к доинверсионным эвгеосинклинальным образованиям. Наиболее распространена точка зрения о принадлежности Малой гряды к островной дуге, заложившейся в позднем мелу и продолжающей свое развитие в настоящее время. Нами предпринята попытка еще раз вернуться к этому вопросу с петрогеохимических позиций, опираясь на концепцию связи состава магматических продуктов с определенными тектоно-магматическими режимами [2].

На первом этапе было проведено сравнение составов продуктов вулканизма внешней гряды на наиболее крупном ранговом уровне – с абиссальными и островными магматическими формациями океана. Для этого были использованы результаты выполненного нами ранее исследования о различии пород Мирового океана и островных дуг. На диаграмме «океан-континент» все без исключения базальты Малой гряды, независимо от их стратиграфического положения и содержания кремнезема, попадают в известково-щелочную область, в которую проектируются все вулканы островных дуг, внутри- и окраинноконтинентальных вулканических поясов. Гипотезе об океанической природе пород внешнего поднятия противоречат также низкие содержания в них тугоплавких элементов группы железа, отношение Ni/Co (<1/5), а также относительно высокие концентрации стронция (от 600 до 700 г/т).

Распространенное представление об островодужном режиме вулканизма Малой гряды основывается на принадлежности его продуктов, также как и пород Большой гряды, к единому известково-щелочному магматическому семейству. Однако анализ геологических данных и прямое сравнение составов вступают в противоречие с этой гипотезой. Данные о строении островных дуг Востока Азии [3] показывают, что на

всех них однотипная по составу неоген-четвертичная островодужная вулканическая ассоциация залегает на гетерогенном по возрасту, составу и происхождению фундаменте, не связанном с формированием дуги и отделяется от него крупным несогласием.

О петрографических различиях базальтоидов обеих гряд нами упоминалось ранее [2]. Прямое сравнение средних химических составов базальтоидов обеих гряд обнаруживает их различия в содержаниях Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , Na_2O и K_2O . Учитывая значимость различия содержаний, для сравнения нами были выбраны Al_2O_3 , FeO и Na_2O и по их содержаниям проведен многомерный анализ на два фактора. Результаты представлены на рис. 1, где:

$$F1 = 0,6313 Al_2O_3 + 0,0571 FeO + 1,5063 Na_2O - 16,1043$$

$$F2 = -0,2338 Al_2O_3 + 0,7362 FeO + 0,1403 Na_2O + 0,0963$$

(окислы в вес. %).

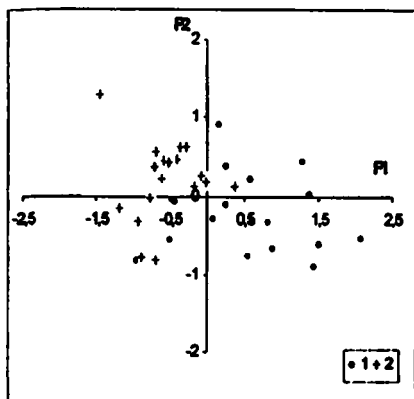


Рис. 1. Соотношение составов базальтоидов Большой (1) и Малой (2) Курильских гряд в пространстве факторов F1 и F2.

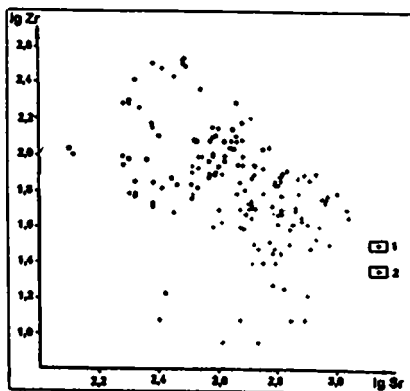


Рис. 2. Значения логарифмов концентраций Sr и Zr в базальтоидах Большой (1) и Малой (2) Курильских гряд.

Результаты показывают уверенное разделение составов пород Большой и Малой гряд в этих параметрах с вероятностью ошибки классификации менее 0,05.

Гипотеза об островодужной природе позднемиоценовых базальтоидов отвергается также и распределением содержаний редких и рассеянных элементов. «Малокурильские» базальтоиды отличаются повсеместным повышенным содержанием Sr, Co, Ni, Rb, Cu, пониженным – V, и Zr. Наиболее значительное и устойчивое отличие вулканитов гряд наблюдается по концентрациям Sr и Zr. На дискриминантном графике класси-

фикации «Sr – Zr» поле пород Большой гряды характеризуется высокой концентрацией циркона и низкой – стронция, Малой – напротив, низким содержанием Zr и высоким – Sr (рис. 2). Отсутствие латеральной зональности в составах продуктов позднемелового вулканизма и резкое преобладание среди них базальтов является еще одним аргументом представлений об островодужной природе древнего вулканизма.

Гипотеза о принадлежности верхнемеловых базальтоидов к эвгеосинклинальным образованиям предполагает их формирование в узком тропе на месте внешней гряды до образования островодужной системы, последующий метаморфизм и складчатость в постинверсионный период. Однако, отсутствие среди них спилитов, кератофинов и кремнистых образований, слабая дислоцированность и метаморфизм пород не подтверждают раннегеосинклинальную природу внешней гряды. Кроме того, как указывалось выше, сейсмические данные не дают оснований для предположения о наличии прогиба под верхнемеловыми вулканитами.

Анализ выходов основных верхнемеловых вулканитов с базит-гипербазитовыми интрузиями в фундаменте Восточноазиатских дуг указывает на широкое площадное, а не узколинейное распространение ареала магматизма этого времени. Приведенные данные позволяют остановиться на периокеанической природе вулканизма Малой гряды, проявившегося в условиях геодинамического режима растяжения и рифтинга.

Тектоно-магматические процессы в позднем мелу способствовали формированию обширного базитового вулканического пояса, наложенного на окраину континента и, частично, на дно океана [4]. После заложения в кайнозой островных дуг отдельные блоки мелового пояса вовлекались в процесс тектонической перестройки и настоящее время в виде горстовых структур входят в островодужные системы. Подобным блоком фундамента, включенным в виде горстового поднятия в современную островодужную систему и является Малая Курильская гряда. Западной границей горст-антиклинория является отмеченный выше крупный разлом под дном Южно-Курильского пролива с вертикальной амплитудой в несколько км., четко фиксируемый сейсмическими данными.

Литература

1. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги. Владивосток, 1987. 150 с.
2. Кичина Е.Н., Пискунов Б.Н., Сергеев К.Ф. Природа базальтового вулканизма Малой Курильской гряды // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, N 3. С. 81–86.
3. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
4. Ротман В.К., Щеглов А.Д. Фундамент островных дуг Тихого океана как критерий их типизации // Докл. РАН, 1993. Т. 331, N 5. С. 590–593.

Оценка глубины разломов по данным геофизических исследований (Западный Узбекистан)

Критерии оценки глубины проникновения разломов связаны с использованием геологических и геофизических, в том числе сейсмологических, данных. Геофизические методы – гравиметрические и магнитометрические – позволяют получить информацию о разломах, глубину которых нельзя оценить другими методами, и обладают высокой точностью определения глубины проникновения дизъюнктивов разного морфогенетического типа. Большая часть разломов земной коры и литосферы отражается в гравитационных и магнитных полях. Если зона высокого градиента поля совпадает с разломом, картируемом на дневной поверхности, то разлом можно аппроксимировать в более глубокие горизонты коры. Однако это решение не однозначно. Поэтому следует использовать комплексный подход, привлекая сейсмологические данные [1, 2]. Такое комплексирование существенно повышает точность и детальность решаемой задачи. Сейсмологический метод основан на положении о том, что концы разломов являются концентраторами напряжений, что определяет приуроченность скопления гипоцентров землетрясений. Иными словами, максимальная глубина очагов определяет нижнюю глубину проникновения разлома, т.е. глубину хрупких деформаций в земной коре. При этом следует учитывать, что в зоне крупных, сложно построенных разломов гипоцентры могут быть приурочены не к магистральному разлому (плоскости главного сместителя), а возникать в пределах крыльев дизъюнктива.

В разработанном сейсмологическом методе [1, 2] наличие тектонического нарушения рассматривается как эффект экранирования распространения сейсмических толчков в горизонтальной плоскости на определенной глубине. Используется совокупность сейсмических событий представительного объема выборки (данные сейсмического мониторинга высокочувствительными сейсмостанциями или афтершокового процесса сильного землетрясения), кинематические параметры очагов, которые определены с необходимой степенью точности. По тектонической карте района определяются контуры горизонтальных проекций площадей распределения очагов землетрясений в интервалах глубин, в зависимости от используемых годографов. Изометрическое представление вертикальных разрезов позволяет оценить глубину тектонических нарушений в границах исследуемого района. Точность оценки глубины проникновения разлома зависит от точности определения положения очагов и глубины гипоцентров и принятом шаге по глубине используемых годографов.

1. Положительные и отрицательные аномалии гравитационных и магнитных полей в Газлийском районе отражают блоковое строение вещественных неоднородностей сейсмогенерирующего слоя. С глубиной пересчета, аномалии Δg и ΔT_a увеличиваются по величине и в плане, что свидетельствует о повышении основности и плотности пород, об увеличении размеров блоков с глубиной и более однородном строении докембрийского основания. На глубине 15–20 км сохраняются локальные неоднородности и контрастные вертикальные тектонические движения могут обеспечить высокий тектонический потенциал на границах их раздела. Этот вывод подтверждается полученными нами данными о характере сеймотектонических деформаций верхней части земной коры в пределах рассматриваемого района [3].

2. В верхних и нижних горизонтах земной коры района унаследованность поверхностными структурами черт докембрийской тектоники прослеживается неравнозначно. В нижних горизонтах (на глубине более 15 км) картируется только региональное тектоническое нарушение. На глубинах 5–15 км унаследованность выражена более четко, особенно на гравиметрических картах. Совместный анализ карт Δg и ΔT_a позволяет оценить и уточнить глубину тектонических нарушений по зонам высокого градиента одного или обоих полей.

Оценка глубины проникновения разломов, выделенных по данным карт пересчета Δg и ΔT_a , подтверждает результаты, полученные по данным сейсмологического мониторинга методом изометрического представления вертикальных разрезов распределения очагов землетрясений [1, 2]. Это свидетельствует о том, что использование данных сейсмологического мониторинга позволяет с достаточной степенью точности оценить глубину проникновения разломов с меньшей затратой средств и времени.

3. Привлечение гравиметрических и магнитометрических данных позволило уточнить положение очагов сильных ($M \geq 7,0$) Газлийских землетрясений и их афтершоков ($M \geq 5,0$). Разрывы при этих событиях произошли по границам блоков градиентных зон и контролировались их протяженностью. Эти границы согласуются с физической границей раздела пород с разным вещественным составом и являются показателем их высокого сеймотектонического потенциала. Направления плоскостей разрыва подтверждаются ранее полученными результатами решения обратной задачи определения параметров Газлийских землетрясений с использованием геодезических данных [5].

4. По ряду признаков (наличие сдвиговой компоненты, ориентация плоскости разрыва, соотношение магнитуд и т.д.) землетрясение в мае 1976 г. ($M=7,3$) связано с разработкой магистрального разрыва (аналога трещины скола), т.е. главного разлома [4]. Ориентация плоскостей разрыва по основному и вторичному разломам составила угол 120–130° [5]. Схема кинематики разрывов при последовательности Газлийских землетрясений соответствует комбинации компонент напряжений: удлине-

ния – СВ-ЮЗ простирания, укорочения – СЗ-ЮВ. Региональное поле напряжений района, обуславливающее характер разломообразования, не соответствует ориентации плоскостей разрыва в очаге землетрясения в апреле 1976 г. $M=7,0$ частично, а в мае 1976 г. ($M=7,3$) – полностью. Активизация таких сложно ориентированных неправильных разломов в существующем региональном поле напряжений может быть связана только с образованием локальной зоны аномальных напряжений в результате влияния техногенных факторов, таких как истощение месторождения или влияние флюидов (деформация коллектора, нарушение гидродинамических связей, депрессионный техногенез [6]).

Литература

1. Фленов Ю.П., Плотникова Л.М., Фленова М.Г., Иванова Е.Г. Способ определения глубины проникновения разломов в районе очага сильного землетрясения // А.с. №1684765 от 15.06.1991 г.
2. Плотникова Л.М., Нуртаев Б.С., Грассо Ж.-Р. Определение глубины заложения тектонических нарушений в сейсмоактивных зонах // ДАН Руз. 1994. № 11. С. 36–39.
3. Плотникова Л.М., Матасова Л.М., Грассо Ж.-Р., Босси Р., Нуртаев Б.С. Новые данные о сейсотектонических деформациях в очаговой зоне Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. $M \geq 7.0$ // Узб. геол. журн. 1995. № 3. С. 17–20.
4. Плотникова Л.М., Фленова М.Г. Особенности подготовки и проявления сильных землетрясений Узбекистана // Экспериментальная сейсмология в Узбекистане. Ташкент: Фан, 1983. С. 79–87.
5. Нуртаев Б.С., Плотникова Л.М., Д.Аморес, Грассо Ж.Р., Босси Р. Системная идентификация кинематических и динамических параметров очагов Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. $M \geq 7.0$.
6. Плотникова Л.М., Нуртаев Б.С., Фленова М.Г. К вопросу о механизме техногенных землетрясений (в свете снижения сейсмического риска для промышленных объектов) // *Geologiya va mineral resurslar*. 1999. № 1. С. 54–58.

В.Ф. Подурушин¹, О.В. Недашковская²

Геодинамика Западной Сибири и смежных регионов в поздней перми – кайнозой

Главными геодинамическими событиями, сформировавшими современный облик Западно-Сибирской платформы (ЗСП) стали формирование и распад Пангеи, образование Северного Ледовитого океана, закрытие Тетиса. Постоянным фоном этих событий была ротация Земли, способствовавшая смещению масс в западном направлении.

Формирование западносибирской части Пангеи происходило в обстановке субширотного сжатия. В поздней перми жесткая коллизия

¹ Международная акционерная геологическая компания (МАГКО), Москва, Россия.

² Институт геологии и разработки горючих ископаемых (ИГиРГИ), Москва, Россия.

привела к объединению Евразийского, Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов. С севера к Сибирскому кратону в позднем карбонеперми присоединился Карский континент [2]. Косо ориентированная коллизия в совокупности с инерцией вращения палеоконтинентов создала региональные системы левых сдвигов северо-северо-западного простирания на Урале и вдоль западного края Сибирского кратона Предъенисейская зона). В центральной и южной частях ЗСП (будущая Обская региональная терраса) на месте позднепалеозойского аккреционного пояса возник ороген [5], севернее которого на площади современной Ямало-Тазовской мегасинеклизы сохранился глубоководный бассейн с океанической корой [11].

Распад Пангеи. После глобальной геодинамической перестройки Земли на границе перми и триаса ЗСП вошла в состав Арктической геодинамической системы и стала развиваться под действием импульсов сжатия, распространявшихся из околполярной области к югу. Перестали существовать меридиональные оси спрединга, Евразийский континент приобретал субширотную ориентировку [5]. На Таймыре фронт сжатия сместился в Южно-Таймырскую зону, перед которой в триасе началось формирование Енисей-Хатангского прогиба [2]. Меридиональные структуры Палео-Урала были срезаны субширотными пайхойскими структурами и Байдарацким разломом [1, 7]. Переходному периоду соответствуют интервал между кратонизацией южной половины ЗСП и рифтогенезом, пенеппенизация горной страны, формирование кор выветривания. Его длительность не превышала 5-10 млн лет [3]. Началась коллизия Свальбардской плиты с Тимано-Печорской плитой и Уралом, Карской плиты – с ЗСП. От Карской плиты был оторван Карско-Ямало-Тазовский блок с образованием в его тылу Северо-Сибирского рифта. Последний отчетливо выделяется в магнитном и гравитационном полях поясом уникальных по интенсивности аномалий [14], видимо, определяемых наличием магматических пород основного состава. Карско-Ямало-Тазовский блок-идентор стал продвигаться в глубь ЗСП, что обусловило субдукцию реликтового блока океанической коры под широтную Ханты-Мансийскую зону сжатия [10].

В раннем триасе после полного поглощения океанической коры начались жесткая коллизия блоков континентальной коры и орогенез в Ханты-Мансийской зоне, повлекшие реактивное растекание масс в широтном направлении, формирование рифтовых систем ЗСП и Южно-Карской впадины. Эти процессы и аналогичные им события в соседних регионах привели к внедрению траппов Сибирской платформы, Таймыра, Западной Сибири, Пай-Хоя. Субширотное растяжение реализовывалось преимущественно в западном направлении, видимо, под влиянием вращения Земли. Перед фронтом смещавшихся к западу блоков сформировалась складчато-надвиговая система Новой Земли [13]. Урал реагировал растяжением и надвигообразованием в сторону Восточно-Европейской платформы [8].

Средний триас – ранняя юра стали временем кульминации первой волны сжатия. В блоке Надым-Тазовской синеклизы сформировался передовой прогиб [10]. На Пай-Хое развивались крупные надвиги в юго-западном и южном направлении. На Урале и в Южно-Карской впадине отмечено реактивное субширотное растяжение, вдоль фронта которого проявились уральские субмеридиональные надвиги [15], складчатость и внедрение гранитоидов Новой Земли [7]. Вокруг Карско-Ямало-Тазовского блока-идентора сформировалась характерная система сдвигов: левосторонних западно-северо-западного простириания на Новой Земле, Пай-Хое, Тимано-Печорской плите и правосторонних восточно-северо-восточного простириания – на Таймыре, в Енисей-Хатангском прогибе, на севере Сибирской платформы.

Вторая волна субмеридионального сжатия в поздней юре – некоме вызвала столкновение Гиперборейской плиты с Сибирским кратоном, закрытие Южно-Анойского океанического залива. В западном секторе Российской Арктики прошла финальная стадия коллизионных процессов: инверсия рифтогенных прогибов с образованием Мессояхского и Северо-Сибирского порогов. На сейсмических разрезах в рельефе поверхности фундамента оба порога представлены контрастными субширотными блоковыми поднятиями [2, 12]. Мессояхский порог был разорван серией разломов Предъенисейской зоны северо-северо-западного простириания на фрагменты, смещенные к юго-юго-востоку суммарной амплитудой 200–250 км. Одновременно завершилось структурообразование на Пай-Хое, в Предуральском прогибе [1, 15].

Формирование Северного Ледовитого океана возбудило третью волну сжатия. В кайнозое этот импульс привел к воздыманию территории и акватории ЗСП, к размыву накопившихся ранее отложений. Возродились подвижки по разломам, входящим в систему раннемезозойских рифтов, над которыми, по данным буровых и сейсмических работ, образовались пологие желоба [6]. Субширотное растяжение земной коры ЗСП обусловило воздымание Урала [9], возрождение горных сооружений Пай-Хоя и Новой Земли.

Закрытие Тетиса породило волну сжатия с юга, достигшую территории ЗСП в плиоцене. Линия ее взаимодействия со встречной полярной волной сжатия приурочена к Сибирским увалам [4], вдоль которых произошел шарнирный поворот эпигерцинской плиты [12]. Сложение энергии этих импульсов усилило явления «неорифтогенеза» ЗСП, неотектонического воздымания Урала, Пай-Хоя, Новой Земли.

Литература

1. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Богацкий В.И., Костюченко С.Л., Сенин Б.В., Шитилов Э.В., Соболев С.Ф. Тектоническая карта Баренцева моря и севера Европейской части России. М-Б 1:2 500 000. М.: ИЛ РАН, 1996.
2. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Богацкий В.И., Костюченко С.Л., Розен О.М., Шитилов Э.В., Верниковский В.А., Драчев С.С., Костюченко С.Л., Кузьмичев А.Б., Секретов С.Б. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М-Б 1:2 500 000. М.: ИЛ РАН, 1998.

3. *Бочкарев В.С.* Тектоника и магматизм синорогенных, эпигорогенных и дейтероорогенных рифтовых систем. // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: М.: ГЕОС, 1999. С. 97–100. (Материалы XXXII Тектонич. совещ. Т.1).
4. *Гольтвегер В.Я., Кунина Н.М.* Основные новейшие геодинамические системы на территории Российской части Северной Евразии. // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века: Тез. докл. Кн. 1. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 68–69.
5. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 227 с.
6. *Конторович В.А.* История тектонического развития и тектоническое строение мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 224–227. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
7. *Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г.* Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. СПб.: Недра, 1992. 196 с.
8. *Коротеев В.А., Иванов К.С.* Проблемы тектоники и история формирования складчатых поясов уральского типа // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века: Тез. докл. Кн.1. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 123–124.
9. *Макаров В.И., Макеев В.М., Макарова Н.В.* Новейшая тектоническая структура Среднего Поволжья и Прикамья и общие вопросы геодинамики юго-востока Русской плиты // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 3–5. (Материалы XXXIV Тектонич. совещ. Т. 2).
10. *Подурушин В.Ф.* Влияние тектонического фактора на особенности нефтегазоносности Западно-Сибирской платформы // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. М.: ГЕОС, 2001. С. 369–370 (Материалы V междунар. конф.; Ч. II).
11. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Урала в контексте плейт-тектонических реконструкций // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 406–407 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
12. *Рудкевич М.Я., Озеранская Л.С., Чистякова Н.Ф., Корнев В.А., Максимов Е.М.* Нефтегазные комплексы Западно-Сибирского бассейна. М.: Недра, 1988. 303 с.
13. *Сенин Б.В.* Особенности геологического строения Западно-Арктического шельфа Евразии (Баренцево и Карское моря): Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1993. 82 с.
14. *Симонов А.П.* Тектоника и нефтегазоносность арктической континентальной окраины Северной Евразии // Геология морей и океанов: Тез. докл. XIII междунар. морской геологии. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 65–66.
15. *Тимонин Н.И.* Тектоническая эволюция Пай-Хоя // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Мат-лы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 521-524.

А.И. Полетаев

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

Сдвигово-ротационная мотивация структурной эволюции Земли

Вторая половина XX в. ознаменовалась активным изучением, с одной стороны, сдвиговых [9, 14–17], с другой – ротационных [5, 6, 18] структур и связанных с ними процессов и явлений.

Поскольку изучение и сдвиговых перемещений и ротационных движений велось не только с помощью традиционных геологических, но и с

применением новейших дистанционных, геофизических и, что особенно важно, палеомагнитных [1, 7, 22] методов, к началу XXI века накопился весьма солидный банк данных, характеризующих и те и другие структуры на самых разных масштабных уровнях: от локального до планетарного.

При этом следует признать, что изучение сдвиговых перемещений велось, как правило, более системно и организовано [14, 17], тогда как исследование ротационных движений, опять же, как правило, носило некоторый элемент экзотичности. Тем не менее, в геологической печати постоянно появлялись сообщения о ротационных структурах и движениях (поворотах), различающихся временем и масштабом своего проявления: от локальной (не более 2 км в диаметре) Чолойской ротационной структуры, изученной в Присонгкельском районе Северного Тянь-Шаня М.Г. Ломизе и А.В. Авдониным (цит. по: [5]), до установленного группой А.Л. Книппера вращения в титонское время «отщепов» террейна Горного Крыма «на 15 градусов против часовой стрелки – навстречу выступу Скифской плиты» [4]; от указаний М.А. Безра на поздне меловой разворот против часовой стрелки Апулийско-Адриатического блока, расположенного в зоне «сближения» Африканской и Европейской плит [20], до описаний поворотов Сибирской платформы по часовой стрелке в триасе, юре и мелу [3, 17] и, соответственно, Восточно-Европейской – против часовой – в ордовике [7] и триасе [1], и т.д.

Разумеется, раздельное изучение сдвиговых и ротационных структур и движений не могло происходить бесконечно долго, тем более что не только полевые, но и экспериментальные данные продемонстрировали тесную взаимосвязь структур вращения и сдвига [12]. Проведенный в течение нескольких лет (на кафедре динамической геологии Геологического факультета МГУ) анализ взаимодействия и взаимовлияния сдвиговых и ротационных структур и движений земной коры привел не только к естественному в таких случаях синтезу данных, но и к построению комплексных – сдвигово-ротационных – моделей структурной эволюции крупных блоков, например, Восточно-Европейского [10], и секторов, например, Евразийского [11].

Базовыми структурами предложенных моделей являются Средиземноморско-Индонезийский и Африкано-Чукотский планетарные линейменты, отражающие наиболее глубинные – на уровне границы ядра-мантии [19] – линейные неоднородности Восточного полушария нашей планеты, и, вероятно, «предопределяющие в условиях субмеридионального сжатия Земли предпочтительно правосдвиговые смещения вдоль Средиземноморско-Индонезийского линеймента и левосдвиговые – вдоль Африкано-Чукотского, а следовательно, и возможность ротационного вращения («проворачивания» или «прокручивания») блока Русской платформы против часовой стрелки, а блока Восточно-Сибирской платформы – по часовой» [11, с. 406–407], что в целом неплохо согласуется с палеомагнитными данными; приведенными выше.

Если глубина заложения названных базовых структур может быть сопоставима с уровнем ядро – мантия, то время их заложения, скорее всего, может быть отнесено к рубежу архей – протерозой, но не позднее раннего протерозоя, когда, как считает В.Е.Хаин, созрели все предпосылки для проявления разрывных нарушений: стабилизация коры и литосферы, их охлаждение и приобретение необходимых для процесса разрывообразования жесткости и хрупкости [23]. Этот вывод, кстати, абсолютно не противоречит высказанному в 30-х годах прошлого века предположению Г.Штилле о зарождении «кардинальных линейamentos Европы» в период «альгонкской революции», т.е. также в раннем протерозое.

Приведенные данные и высказанные соображения позволяют наметить в эволюции Земли три крупных этапа, различающихся уровнем взаимодействия и взаимовлияния ротационных и сдвиговых движений и структур, а следовательно, и разной мотивацией структурной эволюции Земли: допротерозойский, характеризующийся абсолютным приоритетом и доминированием ротационных процессов; протерозойский, в течение которого зародилась сеть планетарных линейных дислокаций, дальнейшего развития которых (в том числе и кинематическая специализация) зависело от огромного количества факторов, и постпротерозойский, или фанерозойский, характеризующийся не только сохранением ротационного приоритета, но и появлением способности у широко развитой сети сдвигов, инициально образованных благодаря тому же ротационному фактору, уже вполне самостоятельно продуцировать собственные ротационные движения и структуры.

В заключение следует подчеркнуть, что сдвиговая составляющая сдвигово-ротационной мотивации структурной эволюции Земли выделялась и раньше в виде «глобальных сдвиговых зон» П.С.Воронова [2] или «великих диагоналей Евразии» – «зон глобального скальвания» Л.М.Расцветаева [13]. Что же касается ротационной составляющей, то хочется надеяться, что более тщательное изучение влияния ротационного фактора на процессы структурирования земной коры в конце концов снимет с него не только налет экзотичности, но и экстравагантности, в которой его иногда упрекают [21].

Литература

1. Анарин В.П., Абрамовский И.И., Катустин И.И. Горизонтальные перемещения и динамика формирования осадочного чехла Европейского материка в фанерозое / Внутриплитные явления в земной коре. М., 1988. С. 38–56.
2. Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., 1968. 124 с.
3. Воронов П.С., Храмов А.Н. Поворот Сибирской платформы и ее сдвиговая тектоника // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. Первого всесоюз. совещ. по сдвиговой тектонике. Вып. 1. Л., 15–17 ноября 1988 г. Л., 1988. С. 91–95.
4. Геологический институт: Основные результаты научно-исследовательских работ 1992–1996. М., 1996. 117 с.

5. Кац Я.Г., Козлов В.В., Поletaев А.И. Ротационные структуры земной коры. М.: ВИЭМС, 1990. 42 с.
6. Ли Сыгуан. Вихревые структуры Северо-Западного Китая. М.: 1958. 129 с.
7. Лубина Н.В. История развития ордовикских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1998. 24 с.
8. Поletaев А.И. Сейсмоструктура зоны Главного Колетдагского разлома. М.: Наука, 1986. 136 с.
9. Поletaев А.И. Сдвиговый пояс Лавразии и его геодинамическое значение // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 170–173 (Программа и материалы XXX Тектонич. Совещ.).
10. Поletaев А.И. Сдвигово-ротационная модель структурной эволюции Русской платформы. М.: Геонинформмарк, 2000. 44 с.
11. Поletaев А.И. Сдвигово-ротационная модель развития Российского сектора Евразии // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 406–407 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
12. Пржиялговский Е.С., Басанин А.К. О механизме формирования структур вращения в зонах сдвига // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 6. С. 12–20.
13. Проблемы глобальной корреляции геологических явлений / Под ред. А.В.Пейве, Ю.Г.Леонова. М.: Наука, 1980. 220 с.
14. Разломообразование в литосфере: Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. 1991. 262 с.
15. Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Наука, 1963. (Тр.ГИН АН СССР; Вып. 80).
16. Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. 144 с.
17. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. СПб.: Наука, 1997. 592 с.
18. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наук. думка, 1972. 181 с.
19. Сонюшкин В.Е., Федоров А.Е., Поletaев А.И. Корреляция морфологии ядра Земли и планетарных геологических структур // ДАН. 1993. Т. 332, №4. С. 479–481.
20. Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. 244 с.
21. Хани В.Е. Основные проблемы геологии (Геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 244 с.
22. Храмов А.Н. Палеомагнетизм и сдвиговые деформации земной коры: Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. СПб.: Наука, 1997. С.230–238.
23. Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. 240 с.

Т.Н. Полякова

Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия.

Известково-силикатные породы Тим-Ястребовской раннепротерозойской структуры Воронежского кристаллического массива (ВКМ): фазовые равновесия и условия метаморфизма

В пределах Тим-Ястребовской рифтогенной структуры наибольшим распространением пользуются метапелиты, метапсаммиты и углеродистые породы. Они встречаются в составе отложениях курской и оскольской серий. Ранее введенными исследованиями [1] в метапелитах выделены гранат-хлоритовая, ставролит-андалузитовая, ставролит-силлиманитовая и силлиманит-мусковитовая метаморфические зоны. Данные

минеральной термобарометрии свидетельствуют о том, что температура метаморфизма составляла 420–620°C при давлении в 3–4 кбар [1].

Известково-силикатные породы встречаются в пределах всей структуры в виде прослоев и линз среди карбонатных пород роговской свиты и метапелитов тимской свиты оскольской серии, но преобладают в разрезе роговской свиты.

Все осадочно-метаморфические образования Тим-Ястребовской структуры прорваны интрузиями стойло-николаевского комплекса (гранодиориты, диориты, кварцевые диориты), внедрение которых послужило причиной возникновения температурной зональности в метапелитах [1].

По химическому составу среди известково-силикатных пород выделяются высоко- и низкоглиноземистые разности, а также относительно магнезиальные, в которых на низких ступенях метаморфизма устойчив тремолит, и относительно железистые, в которых стабильны актинолит и роговая обманка.

Изучение минеральных парагенезисов карбонатсодержащих пород позволило выделить в пределах структуры диопсидовую изограду, разделяющую две метаморфические зоны: актинолит-роговообманковую и роговообманково-диопсидовую. Актинолит-роговообманковая зона распространена на большей части структуры, роговообманково-диопсидовая развита локально и приурочена к интрузиям стойло-николаевского комплекса.

Наиболее характерными минеральными парагенезисами для актинолит-роговообманковой зоны являются: $Tr+Cal+Qtz+Phl$; $Act+Cal+Pl+Qtz+Bt$; $Hbl+Pl+Bt+Qtz+Cal\pm Ep$; для роговообманково-диопсидовой: $Di+Hbl+Cal+Pl+Qtz\pm Phl$.

Минералогия. Амфиболы актинолит-тремолитового ряда образуют в известково-силикатных породах актинолит-роговообманковой зоны чешуйчатые, игольчатые, волокнистые кристаллы, радиально-лучистые и сноповидные агрегаты светло-зеленого цвета и характеризуются высокой магнезиальностью: для актинолита $X_{Mg} = 0,71–0,77$, для тремолита $X_{Mg} = 0,99–1,00$.

Роговая обманка представлена или сильно удлинненными призматическими кристаллами зеленого, темно-зеленого цвета, или выделениями неправильной формы. По составу она в пределах актинолит-роговообманковой зоны относится (по классификации В.Е. Лика [2]) к магнезиальной роговой обманке с $X_{Mg} = 0,62–0,66$ и содержанием Al_2O_3 6,22–10,77 мас. %.

В роговообманково-диопсидовой зоне преобладает железистая обыкновенная роговая обманка с $X_{Mg} = 0,24–0,39$ и содержанием Al_2O_3 7,45–11,47 мас. %. В отдельных кристаллах наблюдаются переходы к феррочермакитовой и ферроактинолитовой роговой обманке. Встречается также магнезиальная высокоглиноземистая роговая обманка – паргасит с $X_{Mg} = 0,80–0,84$ с содержанием Al_2O_3 8,90–11,10 мас. %. Изменение

железистости амфиболов во всех выделенных зонах обусловлено вариациями химического состава исходных пород, но с повышением температуры метаморфизма в магнезиальных роговых обманках наблюдается увеличение общей глиноземистости за счет Al^{IV} .

Плагиоклаз в актинолит-роговообманковой зоне представлен водянoproзрачными несдвойникованными и незональными кристаллами альбита – олигоклаза $Ab_{79}An_{21}$, и только в парагенезисе с актинолитом отмечается анортит Ab_2An_{98} . С ростом температуры в плагиоклазе наблюдается увеличение анортитового компонента до $Ab_{2-14}An_{86-97}$.

В известково-силикатных породах актинолит-роговообманковой зоны иногда присутствует *калиевый полевой шпат*, содержащий до 2 мас. % BaO .

Биотит темно-коричневого, бурого цвета широко распространен в актинолит-роговообманковой зоне. Его железистость колеблется в широких пределах ($X_{Fe} = 0,40-0,64$), что связано с вариациями химического состава пород.

В роговообманково-диопсидовой зоне биотит встречается редко. В отдельных образцах присутствует *флогопит*. Он образует почти бесцветные пластинчатые кристаллы и имеет железистость $X_{Fe} = 0,13-0,14$.

Диопсид в известково-силикатных породах Тим-Ястребовской структуры является минералом-индикатором для выделения высокотемпературной роговообманково-диопсидовой зоны. Он образует светло-зеленые таблитчатые кристаллы с хорошо выраженной спайностью или зерна неправильной формы. По составу в магнезиальных породах это салиты с $X_{Fe} = 0,09-0,11$, а в железистых – ферросалиты с $X_{Fe} = 0,39-0,64$.

Гранаты в известково-силикатных породах структуры встречаются редко в парагенезисах как актинолит-роговообманковой, так и роговообманково-диопсидовой зон. Они имеют неправильную, лапчатую форму и характеризуются многочисленными включениями кварца и амфибола. Выделяются гранаты гроссуляр-спессартин-альмандинового и гроссуляр-альмандинового состава. Для гроссуляр-спессартин-альмандиновых разновидностей характерна железистость $X_{Fe} = 0,86-0,90$. Содержание альмандинового минала в них 35–56 %, гроссулярового 19–31 %, спессартинового 17–30 %, пиропового 4–8%.

Гроссуляр-альмандиновые гранаты имеют железистость $X_{Fe} = 0,97-0,98$, альмандинового минала в них 55–57 %, спессартинового 5–6 %, гроссулярового 37–41 %, пиропового 1–2 %. Химической зональности в распределении компонентов в гранатах не выявлено. Их состав в карбонатсодержащих породах определяется главным образом составом пород.

Кальцит встречается в форме изометричных, часто полисинтетически сдвойникованных кристаллов. В его химическом составе основной примесью является FeO , содержание которого от 1 до 3 мас. %, реже MnO . В меньших количествах присутствует MgO .

Интерпретация фазовых равновесий. На ранней стадии метаморфизма кремнистых доломитов в породах Тим-Ястребовской структуры

появляется тремолит в результате реакции: $Dol+Qtz \rightarrow Tr+Cal+CO_2$ (1). С дальнейшим ростом температуры тремолит становится неустойчив, и если в породе после завершения реакции (1) кварца содержится еще в достаточном количестве, то происходит реакция тремолита с кальцитом: $Tr+Cal+Qtz \rightarrow Di+CO_2+H_2O$ (2), которая является изоградой диопсида в магнезиальных известково-силикатных породах Тим-Ястребовской структуры.

В результате реакции: $Ep+Chl+Qtz \rightarrow Act+An+H_2O$ (3) образуется распространённый в актинолит-роговообманковой зоне парагенезис актинолита и анортита.

Изоградой диопсида в железистых карбонатсодержащих породах является реакция: $Hbl+Cal+Qtz+H_2O \rightarrow Di+Pl+CO_2$ (4).

В парагенезисе с диопсидом и плагиоклазом наблюдаются также роговая обманка и кальцит. Это объясняется тем, что реакция (4) осталась незавершенной из-за недосыщенности пород кварцем, который первым исчез из парагенезиса с роговой обманкой и кальцита.

Р-Т условия метаморфизма. По данным минеральной термометрии, известково-силикатные породы актинолит-роговообманковой зоны метаморфизовались при температуре 430–520°C. Минеральные термометры для парагенезисов роговообманково-диопсидовой зоны дают значения 540–700°C. Таким образом, актинолит-роговообманковая зона в известково-силикатных породах Тим-Ястребовской структуры по условиям метаморфизма соответствует гранат-хлоритовой зоне в изученных ранее и ассоциирующих с ними метапелитах и связана с синдеформационным этапом метаморфизма, носившим региональный характер [1]. Роговообманково-диопсидовая зона отвечает высокотемпературным ставролит-андалузитовой и ставролит-силлиманитовой зонам в метапелитах, возникновение которых обусловлено внедрением интрузий стойло-никалаевского комплекса на постдеформационном этапе метаморфизма. Определить давление с помощью минеральных геобарометров в известково-силикатных породах не представляется возможным, однако тесная пространственная ассоциация их с метапелитами, для которых этот параметр определен, позволяет оценить его как 3–4 кбар.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 01-05-06203 и 00-05-64522), Университета России (проект 990087), Президента РФ (проект 00-15-99-397).

Литература

1. Савко К.А., Полякова Т.Н. Зональный метаморфизм и петрология метапелитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // Петрология. 2001. Т. 9, № 6. С. 593–611.
2. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Mineralogical magazine. 1978. Vol. 42. P. 533–563.

Районирование территории Дальнего Востока и прилегающих частей Восточной Сибири по особенностям гравитационного поля

Обобщение и интерпретация новейшего геолого-геофизического материала позволило с новых позиций взглянуть на тектоническое районирование территории Дальнего Востока и прилегающих частей Восточной Сибири.

Типизация и мелкомасштабное районирование поля силы тяжести в редукции Буге проведены на основе сводной 5-миллигальной гравиметрической карты, включающей и сопредельные районы Китая, по амплитуде, морфологии нелокальных аномалий, общей структуре поля. Определилось пять мегаблоков (структур I-го порядка глобального уровня) гравитационного поля: 3 – максимума (Восточно-Сибирский, Амуро-Охотский, Восточно-Сихотэ-Алинский); 1 – минимума (Байкало-Алдано-Становой); 1 – переходный (Гоби-Верхнеамурский). В их пределах выделены структуры более высоких (II и III) порядков – блоки и системы аномалий (рисунки).

Восточно-Сибирский мегаблок занимает северную часть территории региона. Южная граница его грубо соответствует области практически сплошного развития плитного комплекса Сибирской платформы. Мегаблок характеризуется повышенными значениями поля силы тяжести с постепенным увеличением уровня поля в северном направлении (до +20 мГал) и очень слабой его дифференциацией. Преобладает меридиональная ориентировка намечающихся полосовых аномальных зон.

Амуро-Охотский мегаблок расположен в юго-восточной части территории, охватывая восточное звено Монголо-Охотской складчатой системы с Буреинским массивом и большую часть Сихотэ-Алинской складчатой системы. В центральной и восточной частях мегаблока, в целом повышенного дифференцированного поля Δg , выделены две линейно-очаговые разуплотненные структуры субмеридиональной (тихоокеанской) ориентировки – гравитационные минимумы II порядка: Турано-Баджалский (-100 + -60 мГал) и Сихотэ-Алинской (-50 + -20 мГал).

Первый приурочен к граничной зоне Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы, где с поверхности широко развиты структурно-формационные комплексы эвгеосинклинального типа (повышенной плотности). Слабо вскрыты магматические разуплотненные, преимущественно кислые интрузивные, образования позднемезозойского активизационного комплекса. Плутонами этих гранитоидов, частично невоскрывшими, расчетной мощностью 6–16 км в основном и объясняются минимумы Δg [2, 3].

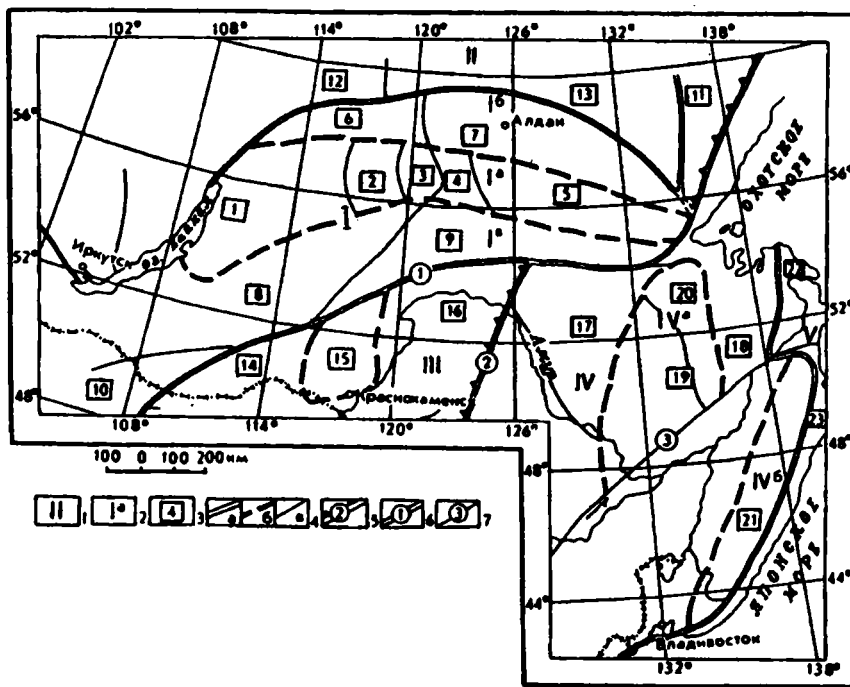


Схема блокового строения Дальнего Востока и прилегающей части Восточной Сибири по данным районирования гравитационного поля

1 – мегаблоки; 2 – блоки II порядка; 3 – блоки III порядка; 4 – межблоковые зоны – гравитационные ступени: а) глобального уровня, б) региональные, в) разделяющие аномальные зоны; 5–7 – зоны разломов: 5 – трансрегиональный Индокитай-Чукотский (штрихи направлены в сторону понижения поля Δg), 6 – региональный Монголо-Охотский, 7 – Танлу-Курский сдвиг

Восточно-Сихотэ-Алинский мегаблок положительного, резко градиентного гравитационного поля (от -20 до $+30$ МГал) занимает крайнюю восточную часть региона, трассируемую Восточно-Азиатским вулканогенным поясом, и отвечает зоне перехода океан–континент. Мегаблок разделяется на две части: южную (Прибрежная область), отвечающую краевой части континентальной коры, и северную (Нижнеамурская область) – с аномальной, высокоскоростной корой. Природа последней (террейн ?) до настоящего времени остается предметом дискуссии.

Гобийско-Верхнеамурский мегаблок (переходный) характеризуется градиентным полем (от -80 ÷ -25 МГл) и по геологической интерпретации скорее всего является частью Аргунского массива. Восточная граница мегаблока отвечает Индокитай-Чукотской гравитационной ступени [4].

Мегаблоки (глобальные области Δg)	Блоки II и III порядка (региональные области Δg)	Средний уровень поля силы тяжести блока, мГал	
Байкало-Алдано-Становой I	Байкало-Нерюнгри-Уланский I ^a <i>Баргузино-Витимский</i> [1] <i>Кодаро-Удоканский</i> [2] <i>Чаро-Олекминский</i> [3] <i>Нерюнгринский</i> [4] <i>Тырко-Уланский</i> [5]	Интенсивный min (-190 + -100)	
	Алданский I ^a <i>Витимо-Олекминский</i> [6] <i>Центрально-Алданский</i> [7] <i>Сетте-Дабанский</i> [11]	min (-100 + -80)	
	Становой I ^a <i>Селенгино-Нерчинский</i> [8] <i>Восточно-Становой</i> [9] <i>Даурско-Монгольский</i> [10]	Слабоградиентное относительно повышенное поле (-100 + -50)	
Восточно-Сибирский II	<i>Патамско-Березовский</i> [12] <i>Север-Алданский</i> [13]	max (слабоградиентное поле) (-50 + +10)	
Гобийско-Верхнеамур- ский III	<i>Ононский</i> [14] <i>Аргунский</i> [15] <i>Гонжинский</i> [16]	Переходн.	Градиентное (умеренный min) (-80 + -25)
Амуро-Охотский IV	<i>Амуро-Зейский</i> [17] <i>Средне-Амурский</i> [18]	Дифференцир.	max (-10 + +10)
	Турано-Баджалский IY ^a <i>Туранский</i> [19] <i>Баджало-Торамский</i> [20] Сихотэ-Алинский IY ^a <i>Центрально-Сихотэ-Алинский</i> [21]		Относительный min (-75 + -25)
Восточно- Сихотэ- Алинский V	<i>Нижне-Амурский</i> [22] <i>Прибрежный</i> [23]	Интенсивный max (-10 + +35)	

Байкало-Алдано-Становой мегаблок низкого поля Δg с глубинным разуплотнением занимает центральную часть региона между Восточно-Сибирским и Амурско-Охотским максимумами и характеризуется зональным строением. В осевой части мегаблока выделяется близширотная Байкало-Нерюнгри-Улканская региональная область интенсивного минимума Δg II порядка, приуроченная к южной окраине Алданского щита. Область разбивается на линейную систему минимумов Δg с убывающей в восточном направлении интенсивностью. Последовательно с запада на восток этим минимумам отвечают Байкальская рифтовая впадина (-170 мГал), Баргузино-Витимский батолит (-180 мГал), гнейсогранитные купола Кодаро-Удокана (-150 мГал), а также система юрских широтных впадин Нерюнгринской (-100 мГал) и Токинской (-85 мГал). Область соответствует современному сейсмоактивному поясу.

Симметрично с севера и юга к отмеченному осевому минимуму прилегают две региональные области относительно повышенного слабоградиентного поля силы тяжести: Алданская с севера и Становая с юга. В пределах Алданской аномальной области в соответствии с повышением на север (от осевого минимума) поля силы тяжести отмечается увеличение плотности архейских метаморфических пород фундамента от $2,7 \text{ г/см}^3$ в желтулинской и тимптонской сериях до $2,8 \text{ г/см}^3$ в иенгурской и курультинской сериях раннего архея. В этом же направлении (к Восточно-Сибирскому максимуму) затухают процессы мезозойской активизации.

В отличие от объемной гранитизации в осевой Байкало-Нерюнгри-Улканской области, для Алданской области характерно очаговое, линейно-узловое проявление мезозойской активизации с кислым и щелочным магматизмом средней плотности $2,57 \text{ г/см}^3$.

В целом, Байкало-Алдано-Становой линейный дугообразный, выпуклый к север-северо-западу минимум Δg I порядка отвечает пограничному фасу Сибирской платформы. Вероятно, весь мегаблок может рассматриваться как своеобразная структура сочленения крупнейших планетарных геоблоков: Сибирской платформы, Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов.

Выделенные в результате проведенного районирования гравитационного поля блоки только в первом приближении сопоставимы с основными геотектоническими структурами региона, конкретные их границы не всегда совпадают с геологическими [1]. Наилучшее соответствие с блоками, выделенными по полю силы тяжести, имеют орогенные и активизационные структуры. Фанерозойским сводово-глыбовым поднятиям и плутоновулканогенным поясам отвечают гравитационные минимумы, рифтовым зонам – максимумы.

Литература

1. Геология зоны БАМ. Т.1: Геологическое строение. Л.: Недра, 1988. 443 с.
2. Максимовский В.А., Пуринг В.В., Дитмар Г.В. Структурно-вещественные типы сиалической части земной коры юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 27–32.

3. Павлов Ю.А., Рейнлиб Э.Л. Гравитационные аномалии и гранитоидный магматизм юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1982. 88 с.
4. Пуринг В.В., Пинский Э.М. Особенности преобразования континентальной коры в пределах азиатско-тихоокеанской геодинамической системы транзиталь–перитранзиталь // Материалы 27-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского / Под ред. В.Н. Стрехова. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 151–154.

С.В. Пчелинцев

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

Роль и место сдвиговых деформаций в тектонической истории Южного Урала (на примере района г. Миасс)

Описываемая территория охватывает несколько зон, рекомендуемых к выделению легендой южноуральской серии [1]. Западная и восточная части территории сложены метаморфизованными и мигматизированными в эпидот-амфиболитовой фации сланцами, гнейсами и амфиболитами среднего рифея, соответственно, Златоустовской и Ильменогорской зон. Генеральное простираие линейно-плоскостных элементов и самих зон – северо-восточное (Златоустовская зона) и субмеридиональное (Ильменогорская зона). В центральной части Ильменогорской зоны на поверхность выходят мигматиты, гнейсы и кристаллические сланцы Ильменогорского дорифейского поднятия, степень метаморфизма которых, по данным В.Н. Юрецкого (1982), доходит до амфиболитовой и, местами, гранулитовой, фации.

В центральной части территории отмечаются зеленосланцево измененные палеозойские образования, с северо-запада на юго-восток: среднеордовикско-среднекаменноугольные Вознесенско-Присакмарской и Западно-Магнитогорской зон, девонско-раннекаменноугольные Уйско-Новооренбургской зоны и позднеордовикско-раннепермские магматические комплексы Сысертско-Ильменогорской зоны. В самой северной части территории в зоне меланжа картируются раннесилурийские базит-гипербазиты Таловского массива, относящегося, по мнению авторов легенды к росгеолкарте, к Тагильской зоне. Некоторыми исследователями в центральной и восточной частях территории отмечаются раннесилурийская черносланцевая булатовская толща Кочкаро-Адамовской зоны. Генеральное простираие линейно-плоскостных элементов в пределах зон и самих зон меняется с северо-восточного в западной части до субмеридионального в восточной. Общая ширина выходов палеозойских образований в южной части территории составляет 25–30 км. В северной части описываемой территории они пережаты до 0,5–1 км, линионизированы до общего субмеридионального направления и прорваны позднепалеозойскими гранитоидными комплексами.

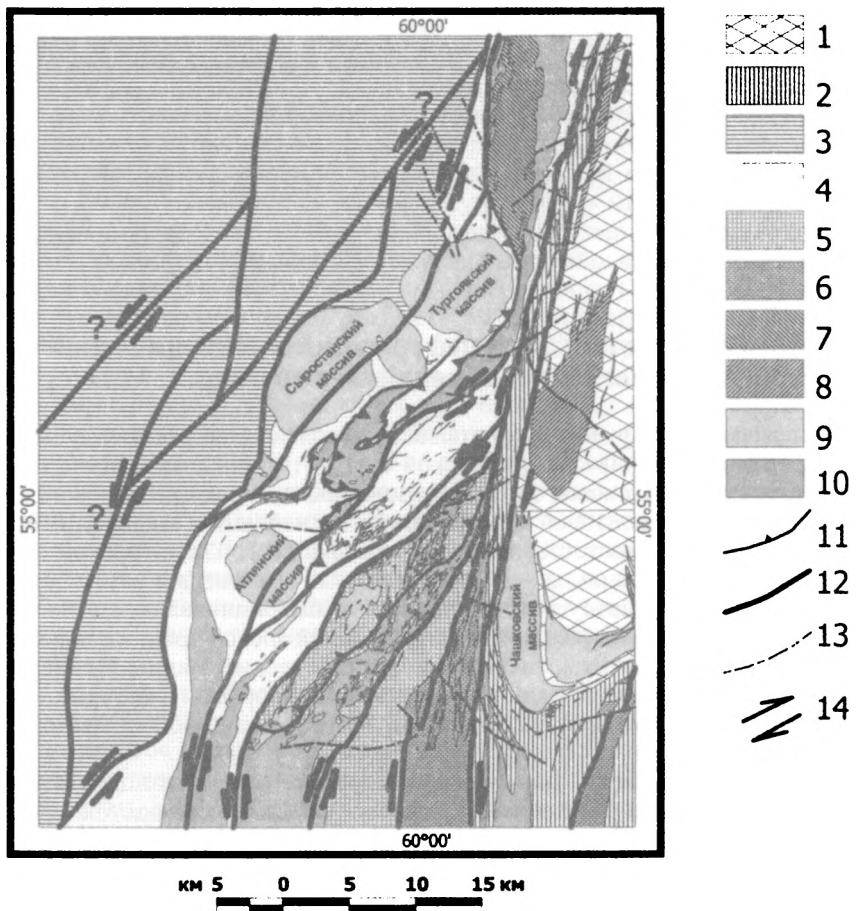


Схема тектонических деформаций на Южном Урале (район г. Миасс)

1–10 – структурно-вещественные комплексы: 1–3 – высокометаморфизованные кристаллические породы раннего и позднего докембрия (1 – Ильменогорского дорифейского поднятия, 2 – Ильменогорской зоны, 3 – Златоустовской зоны); 4–8 – зеленосланцево измененные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования ордовика – карбона (4 – Вознесенско-Присакмарской зоны, 5 – Западно-Магнитогорской зоны, 6 – Уйско-Новооренбургской зоны, 7 – Тагильской зоны (уфалейский габбро-перодитовый комплекс), 8 – Сысертско-Ильменогорской зоны (вишневогорско-ильменогорский миаскитовый комплекс)); 9 – гранитоидные комплексы, сформировавшиеся после становления палеозойских зон (карбон-пермь); 10 – серпентинитовый меланж; 11–13 – разрывные нарушения: 11 – надвиги (этап деформаций D_1), 12 – вязкие сдвиги (этап деформаций D_2), 13 – хрупкие сдвиги (этап деформаций D_3), 14 – направление тектонических движений вдоль плоскостей сместителей разрывных нарушений

Зоны приведены между собой в соприкосновение тектонически по системе надвигов и взбросов (сдвиго-надвигов?), давно отмечавшихся на Южном Урале [2]. Относительно пологие ($20-40^\circ$) плоскости сместителей надвигов между некоторыми зонами и толщами внутри них вскрыты скважинами разных организаций и подтверждены геофизическими исследованиями при проведении геологического картирования (схема). Толщи в пределах надвиговых пластин рассланцованы, плоскости сместителей надвигов, сланцеватость и первичная слоистость смяты в систему складок с пологими шарнирами (этап деформаций D_1). Простирающие шарниры и минеральной В-линейности практически конформно простирают самих зон. На этапе деформаций D_2 смятые в складки надвиговые пластины были разбиты более поздними субвертикальными левыми сдвигами на ряд разноранговых сдвиговых пластин, впервые выделенных на Южном Урале к юго-западу от описываемой территории А.А. Савельевым с коллегами [3]. Простирающие сдвиги и сдвиговых пластин примерно северо-восточное, конформное простирают осей складок этапа деформаций D_1 . Вдоль разрывных нарушений часто встречаются S-образные присдвиговые складки левого типа с субвертикальными шарнирами.

Северо-восточные окончания сдвиговых пластин срезаются субмеридиональной правосдвиговой зоной, отделяющих их от расположенных восточнее кристаллических пород Ильменогорского дорифейского поднятия и Ильменогорской зоны. На этапе деформаций D_3 сдвиговые пластины были разбиты субширотными и косыми разломами на ряд блоков со смещением в первые сотни метров. Пластических деформаций вдоль этих разрывных нарушений отмечено не было. Таким образом, разломы этапа деформаций D_3 можно отнести к типу хрупких, в отличие от разломов этапа деформаций D_2 . Что касается возраста деформаций, то надвиги деформируют раннекаменноугольные отложения с обильной фауной и запечатываются среднекаменноугольными и раннепермскими гранитоидами, т. е. Надвигообразование происходило на границе раннего-среднего карбона, возможно, в среднем карбоне. Вязкие и хрупкие сдвиговые деформации секут упомянутые гранитоиды, а в их пределах, по данным картирования, наблюдаются линзовидные тела серпентинитов. Правда, смещение гранитоидов по вязким сдвигам измеряется первыми сотнями метров, но в описываемом районе наблюдаются северное окончание разрывных нарушений северо-восточного простирающего и их переход в субмеридиональные разрывы более северных районов. По мнению автора, в юго-западном углу представленной схемы имеет место расщепление по типу «конского хвоста» мощных более южных левосдвиговых зон со значительными горизонтальными смещениями на отдельные разломы более высокого порядка, плавно переходящие в субмеридиональные разрывные нарушения.

Литература

1. *Беккер Ю.Р. и др.* Легенда южноуральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. Объяснительная записка. СПб, 1999. 154 с.
2. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.* Структурная геология Магнитогорского синклинория Южного Урала. М.: Наука, 1992. 184 с.
3. *Савельев А.А., Астраханцев О.В., Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н.* Строение и фазы деформаций северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. 1998. № 3. С. 38–50.

А.Т. Расулов

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

Характер складчатости отложений рифея на Южном Урале

В разрезе рифея Южного Урала выделяют три серии (снизу) – бурзянскую, юрматинскую и каратаускую. Каждой из них соответствуют геотектонический и седиментационный циклы, которые заканчивались складкообразованием. Бурзянский цикл завершился бакальской, юрматинский – авзянской, каратаусский – миньярской фазами, сопровождавшимися активизацией магматической деятельности, перестройкой структурного плана, а также формированием складок с чертами, свойственными, по мнению большинства исследователей, платформам. Несколько иную картину можно наблюдать в бортах карьеров, расположенных в пределах Бакало-Саткинского рудного района. Здесь породы бурзянского цикла обнаруживают весьма сжатые, асимметричные и даже лежащие складки.

В юго-восточном углу Мельнично-Паленихинского карьера Саткинского месторождения магнетитов карбонатные породы, включающие пластовую интрузию диабазового состава, смяты в опрокинутую на юго-восток складку с азимутами падения крыльев ЮВ – 120–130° и СЗ – 310–320°. Складчатая структура с аналогичными элементами залегания наблюдается в восточном торце Карагайского карьера. В северном борту Восточно-Буландихинского карьера Бакальского рудного поля комплекс пород, состоящих из филлитовидных серицито-кварцево-глинистых сланцев, строматолитовых известняков и пласта диабазы, на коротком расстоянии (200–300 м) образует асимметричную антиклиналь с крутым (55–60°) юго-восточным и пологим (15–20°) северо-западным крыльями. Складчатые нарушения с направлением простираения СВ-ЮЗ отмечаются в отложениях бакальской свиты, вскрытой в карьерах «Иркускан» и «Петлинский».

Складки, распространенные в вышележащей юрматинской серии, сходны по структурному плану с пликативами бурзянского комплекса, но лишены признаков асимметрии и характеризуются пологими накло-

нами падения крыльев. Отсюда можно предположить, что обнаруженные в бурзянской серии складчатые деформации возникли в основном в период проявления бакальской фазы тектогенеза. Помимо интенсивности складкообразовательных движений, обращает на себя внимание и ориентировка господствующего сжатия в раннем рифее на Южном Урале. Судя по морфологии складок, это строение имело юго-восточную направленность.

Ю.Л. Ребецкий, С.С. Арефьев, А.А. Лукк
Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия.

Реконструкция фокальных механизмов по данным о поляризации поперечных волн

Одной из особенностей локальных телеметрических сетей, создаваемых вблизи важнейших промышленных объектов или на геофизических полигонах России, является их недостаточная плотность. Обычным является наличие до 10 пунктов телеметрических наблюдений на площади 100x100 км. Такая плотность сейсмостанций является вполне достаточной для уверенной локации очагов землетрясений, произошедших во внутрентности телеметрической сети или в непосредственной близости от области, ею покрываемой. В то же время, стандартные приемы реконструкции фокальных механизмов, основанные на анализе положения на полусфере знаков первых вступлений продольных – P волн, не приносят удовлетворительного результата. Это связано с тем, что даже в случае наличия 6-8 знаков (такие определения встречаются нечасто) решение не единственно в силу возможности подбора существенно разных механизмов, удовлетворяющих этим знакам.

В реальности эта задача значительно усложняется наличием различного типа помех, приводящих к уверенному определению только 1–3 знаков первых вступлений. В тоже время современная аппаратная база телеметрических сетей создает хорошие предпосылки для решения сложных сейсмологических задач, так как предоставляет сейсмограммы трехкомпонентных сейсмостанций в цифровом виде. Последнее позволяет внедрять компьютерные методы обработки сейсмограмм и анализировать не только области первых вступлений, но и различные участки волновых пакетов. Опыт работы авторов с цифровыми записями сейсмограмм вблизи строящейся станции Бушер (Иран), накопленный за двухгодичный период наблюдений, позволил поставить задачу о реконструкции фокальных механизмов землетрясений, произошедших в окрестности телеметрической сети, на основе комплексной интерпретации данных о знаках первых вступлений P волн и направлении преимущественной поляризации в поперечной – S волне.

В рамках развиваемого подхода механический импульс, формирующийся в окрестности очага, отождествляется со статическими деформациями, усредненными по объему с характерным размером, соответствующим протяженности разрыва сплошности, в предположении нулевых значений усредненного по этому же объему тензора вращения. В качестве основы для деформационной модели очага предлагается использовать как модель в виде трещины сдвига, приводящую в конечном итоге к тензору снимаемых упругих деформаций со значениями коэффициента Лоде-Надаи, равными нулю, так и более сложную модель, отвечающую тензору деформаций с коэффициентом Лоде-Надаи, отличным от нуля. Сделанный переход от динамической модели к статической в виде усредненного тензора снимаемых упругих деформаций позволяет построить вектор снимаемых сдвиговых деформаций на любой площадке, являющейся касательной к сфере, описанной вокруг очага землетрясения. В рамках континуальной механики устанавливаются соотношения, определяющие зависимость деформаций на наклонных площадках $e_{m\beta}$ от параметров тензора e_{ij} в заданной системе координат. Если использовать модель очага землетрясения в виде плоской трещины сдвига и принимать в качестве тензора e_{ij} тензор, связанный с ориентацией трещины, то компоненты удлинения – укорочения и сдвига тензора снимаемых деформаций примут следующий вид:

$$e_{mm} = e_{nb} (l_{mn} l_{mb}), \quad e_{m\beta} = e_{nb} (l_{mn} l_{\beta b} + l_{mb} l_{\beta n}). \quad (1)$$

Здесь l_{ki} ($k=m, \beta, i=n, b$) – направляющие косинусы вектора нормали m произвольно ориентированной площадки и взаимно ортогональных векторов $\beta=s, l$, лежащих в ее плоскости, в системе координат связанной с векторами n и b , определяющими направление нормали к плоскости разрыва в очаге и направление подвижки, соответственно. Отметим, что возможность перехода от силовой модели очага (двойная пара сил) или модели в виде трещины сдвига к модели очага в виде деформированного макрообъема (деформационная модель очага) следует из подобия, с точностью до амплитуд, выражений для деформаций на наклонных площадках (1) и известных выражений для перемещений в продольных и поперечных волнах (формулы III.4.3 [3] и III.16-17 [1])

$$u_k^P = C_P (l_{mk} l_{mn} l_{mb}), \quad u_k^S = C_S (2l_{mk} l_{mn} l_{mb} - l_{nk} l_{mb} - l_{bk} l_{mn}). \quad (2)$$

Если вектор m рассматривать в качестве луча сейсмической волны, исходящего из очага, то в рамках сделанных выше предположений направление максимального сдвига вдоль такой площадки следует рассматривать как направление поляризации в S волне. Таким образом, задача реконструкции фокального механизма состоит в выборе такой ориентации главных осей тензора снимаемых упругих деформаций, для которой имеет место наилучшее его соответствие наблюдаемым направлениям поляризации в S волне на станциях. Минимальное число наблюдаемых данных соответствует необходимости определения трех эйлеро-

вых углов, характеризующих направления трех главных осей тензора напряжений, в случае модели очага в виде тензора чистого сдвига и трех эйлеровых углов и коэффициента Лоде-Надаи в случае более общей деформационной модели очага (решения тензора момента центроида). Фактически при идеальном совпадении направления поляризации S с направлением вектора максимального сдвига s на сфере в точке выхода луча сейсмической волны каждая из станций доставляла бы нам одно уравнение следующего типа:

$$(1 - \mu_e)l_{P1}l_{L1} - (1 + \mu_e)l_{P3}l_{L3} = 0. \quad (3)$$

Здесь l_{P_i} и l_{L_i} ($i=1,2,3$) – направляющие косинусы осей поляризации волны P и вектора L , образующего ортогональную тройку с этим направлением и направлением поляризации в волне S , в системе координат, связанной с главными осями тензора снимаемых упругих деформаций, а μ_e – коэффициент Лоде-Надаи этого тензора. Отыскание решения, наилучшим образом удовлетворяющего наблюдаемым направлениям поляризации, для числа станций K более четырех (трех для первой модели очага при $\mu_e = 0$), требует нахождения максимума функции:

$$\Phi = \sum_{k=1}^K |l_{P1}^k l_{S1}^k - l_{P3}^k l_{S3}^k|. \quad (4)$$

В рассматриваемой постановке задача реконструкции механизмов очагов землетрясений эквивалентна обратной задаче тектонофизики, связанной с реконструкцией тензора тектонических напряжений по структурно-кинематическим данным для совокупности сколов (данные о направлении нормали к площадке скола и направлении борозд скольжения). Задача построения решения (4) исследовалась в рамках решения обратной задачи тектонофизического анализа совокупностей сколовых трещин при реконструкции параметров тензора тектонических напряжений в работах [2, 4, 5, 7, 8]. Практические расчеты показали, что для реально существующей точности исходных данных при отыскании экстремумов функций указанного выше вида существуют локальные максимумы (минимумы) близкого уровня. Для того, чтобы в процессе расчетов не упускать возможные варианты решений в методе кинематического анализа О.И. Гущенко было предложено на начальной стадии перейти к решению совокупной системы трех групп неравенств:

$$l_{P1}^k l_{S1}^k \geq 0, \quad l_{P3}^k l_{S3}^k \leq 0, \quad l_{P1}^k l_{L1}^k l_{P3}^k l_{L3}^k \geq 0, \quad k=1, \dots, K. \quad (5)$$

Решение системы неравенств отыскивается на нижних полусферах единичного радиуса для двух главных компонент искомого тензора снимаемых упругих деформаций (алгебраически максимальной и минимальной) и представляет собой области минимального несогласия, в пределах которых могут выходить оси этих компонент тензора, построенные из центра полусферы. После того, как области, возможных реше-

ний выделены, выбор единственного решения следует осуществлять путем нахождения экстремума функции типа (4) [6]. Фактически неравенства (5) определяют для каждой площадки с нормалью P (направление поляризации в волне P – направление луча сейсмической волны на станцию) диапазон изменений направлений поляризации в волне S для более «мягких» допущений о характере деформаций в очаговой области (не двойной диполь).

Заметим, что предлагаемый подход обработки цифровых записей сейсмограмм не позволяет определять знак одномоментных движений в S волне на разных станциях. Использование одних только данных о направлениях поляризации в S волне недостаточно для установки индексов осей главных напряжений. Поэтому, имея возможность по результатам предложенного выше подхода определять ориентацию нодальных плоскостей (нодальной поверхности), мы не можем сказать, какой из квадрантов является квадрантом сжатия, а какой растяжения. Для решения этой проблемы необходимо существование хотя бы одного твердо определенного знака первых вступлений в волне P .

Представляемый подход был предложен в качестве альтернативного к общепринятому подходу (по знакам вступления в волне P) для определения фокальных механизмов структур ряда сейсмоактивных областей. Для его реализации разработан комплекс программ по локации очагов землетрясений, распознаванию направления поляризации различных участков S волны и реконструкции механизмов очагов землетрясений на основе этих данных и данных о первых вступлениях в волне P . Обработка цифровых записей телеметрической сети трехкомпонентных сейсмостанций ОИФЗ РАН позволила определить кинематический тип основных сейсмогенерирующих тектонических структур в области сочленения двух сеймотектонических провинций Дезфул и Фарс.

Литература

1. Введенская А.В. Сейсמודинамика. М.: Наука, 1984. 141 с.
2. Гуценко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР. Сер.геоф. 1975. Т. 225. № 3. С. 557–560.
3. Костров Б.Г. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1979, 174 с.
4. Никитин Л.В., Юнга С.Л., Методы теоретического определения тектонических деформаций и напряжений в сейсмоактивных областях // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977. №11. С. 54–67.
5. Мухамедиев Ш.А. Реконструкция тектонических напряжений по разрывным сдвиговым смещениям: Математические и физические ограничения // ДАН. 1993. Т. 331, №4. С. 500–503.
6. Ребецкий Ю.Л. Метод катакластического анализа сколов для восстановления современных и палеонапряжений // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 311–325.
7. Angelier J., Mechler P. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: La methode des diedres droits // Bull. Soc. Geol. France. 1977. Т. 19, № 6. P. 1309–1318.
8. Carey E., Bruneier B. Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une populaton de failles // C.R.Acad.Sci. Paris. D. 1974. Т. 279. P. 891–894.

Тектоника и напряжения Андийской субдукционной зоны вдоль 21° ю.ш.

Вдоль широтного профиля, секущего Андийскую субдукционную зону вкрест ее простираения, построена комплексная тектонофизическая модель, включающая геолого-геофизико-тектоническое строение, физические свойства среды (плотностные и реологические) и механизм нагружения (краевые условия в виде сил и перемещений). Для предложенной модели рассчитаны напряжения и деформации, вызываемые как по отдельности плитовыми движениями (Задача 1, «горизонтальная тектоника») и плотностными неоднородностями (Задача 2, «вертикальная тектоника»), так и их суммарным воздействием. Полученные результаты сопоставляются с параметрами напряженного состояния среды, реконструируемыми по данным о тензоре момента центроида землетрясений (СМТ), а также со всей совокупностью тектоногеолого-геофизических данных. Участки резкой перестройки поля напряжений позволяют выделить в океанической плите области возможной ее дефрагментации.

1. Реологические свойства пород зависят не только от минералогического состава, но также от температуры, интенсивности нагрузки, скоростей деформации, и др. Температура и нагрузки увеличивают пластичность вещества, так что в общем жесткость среды уменьшается с глубиной. Кварце-диоритовая холодная кратоническая кора характеризуется ослабленным слоем в средней коре на глубинах 10–20 км, преимущественно оливиновый состав мантии ограничивает дно упругой плиты под платформенными областями («холодная» геотерма) континентов ~ (80–100) км и ~ (60–80) км под океаном с возрастом дна ~40 млн лет. Оценки распределения температуры в субдуцируемой океанической плите и окружающей мантии по тепловому потоку и скорости субдукции свидетельствуют, что при высоких скоростях субдукции ~10 см/год океаническая плита должна быть эффективно упругой до глубины 300–400 км.

2. Существующее геодинамическое состояние Андийской субдукционной зоны формировалось десятки миллионов лет благодаря мантийной конвекции, являющейся движущей силой тектонических движений плит, метаморфическим изменениям, вулканизму, магматическим интрузиям и др., что вызывало и продолжает вызывать вертикальные и горизонтальные движения, разломо- и складкообразование, а также современное распределение плотностей. Эволюционное моделирование с упругопластичновязкой реологией совместно с проскальзыванием вдоль разломов было бы наилучшей аппроксимацией для такого процесса. Однако эта задача не может сейчас быть решена в полном объеме по мно-

гим причинам: огромные времена счета, неизвестные исходные состояния, плохое знание параметров задачи и т.п. Деформационные процессы с короткой длительностью $\tau \sim 1\ 000$ лет (характерное время между сильнейшими землетрясениями) и малыми деформациями могут быть грубо оценены с помощью модели среды в упругом приближении. В то же время, возможен подход на основе реологии линейной ползучести (линейно-вязкое тело), который, в свою очередь, на основе общепринятой известной упруговязкой аналогии решения фундаментальных уравнений механики также может быть приближен упругой несжимаемой моделью среды при значении коэффициента Пуассона 0.5, при этом перемещения в граничных условиях должны быть $L \sim \sqrt{v\tau}$; коэффициент Пуассона – 0.5, а модуль Юнга – $E \sim 4\langle\eta\tau\rangle$, где η – вязкость материала, τ – характерное время процесса, v – скорость течения материала.

3. Цель Задачи 1 – оценить величины и распределение напряжений, вызываемых встречными движениями медленной континентальной и быстрой океанической плит. Расчеты показали следующее.

- Даже при нереально высоких значениях величин модуля Юнга $E=100$ кбар (как у металлов) и смещениях на границах $L=0.1$ км, соответствующих скоростям 10 см/год за время усреднения $\tau \sim 10\ 000$ лет при вязкости $\eta=10^{25}$ пуаз, величины сдвиговых напряжений не превышают 1 кбар нигде в коре или верхней мантии и, тем более, не достигают предела прочности пород.

- Для всех моделей горизонтальная часть слэба является зоной наивысших сдвиговых напряжений. Ни в одной модели эти напряжения непосредственно «не передаются» в Андийский горный пояс. Локальные максимумы напряжений в средней коре под Восточными Кордильерами связаны с деформациями тонкого и относительно жесткого упругого слоя, который ассоциируется со слоем повышенных скоростей сейсмических волн (HVZ), и через который передаются движение и механическая энергия упругого деформирования со стороны Южно-Американского кратона на запад.

- Значения модуля максимальных сдвиговых напряжений и всестороннего давления, практически повсеместно близки по величине за исключением областей всестороннего растяжения. При этом области сдвиговых напряжений меньше 100 бар, расположенные в нижней и средней частях модели, определяют блоки слэба, испытывающие практически однородное поступательное движение без значимого деформирования.

- Во всех рассматриваемых моделях ориентация главных осей сжатия в океанической литосфере вблизи ее подошвы субгоризонтальна, что означает малость горизонтальных сдвиговых деформаций, обусловленных скольжением по астеносферному слою. В то же время со стороны астеносферы оси сжатия погружаются под континент под углами, близкими к 30° , что обусловлено более быстрым движением слэба по отношению к мантии и характеризует кинематический механизм в этой

его части как движение под действием горизонтального давления со стороны хребта.

- В зависимости от характера краевых условий в окрестности передовой части погружающегося слэба возможна достаточно резкая перестройка поля напряжений в нем для глубин более 100 км. В случае, когда в передовой области погружающегося слэба существуют условия активного торможения, оси максимального девиаторного сжатия всюду ориентируются по погружению слэба, а при условиях, способствующих погружению начиная с глубин 100–150 км, эти оси ориентированы нормально к нему, а оси растяжения – по погружению слэба, что может соответствовать механизмам гравитационного соскальзывания или гравитационного затягивания.

- В континентальной литосфере Андийского горного пояса таких смен в ориентации главных осей не наблюдается. Здесь также нет перестройки в ориентации главных осей девиаторного сжатия-растяжения ни на границах Андийского горного пояса, ни внутри него.

- Растяжение в глубоких частях слэба, начиная с глубин 100 км, возникает только, если нижняя часть слэба движется быстрее верхней.

4. Цель задачи 2 – оценить напряжения, возникающие в двух сопрягающихся неподвижных неоднородных по плотности относительно жестких плитах (океанической и континентальной с верхней границей – реальным рельефом), лежащих на мягком астеносферном материале в поле силы тяжести. Расчеты показали следующее.

- При вариациях модуля Юнга в два порядка полученные величины максимальных сдвиговых напряжений в глубинных частях слэба и континентальной коре больше, чем общепринятые величины пределов прочности. По упругим деформациям они соответствуют величине 2% (предел упругости 0,02%), а по вязким деформациям (скоростям деформаций) 10^{-13} с^{-1} . Это, с одной стороны, означает, что Андийская плотностная аномалия не может поддерживаться за счет упругих сил, а с другой – показывает недостаток используемой нами реологической модели. Напряжения, создаваемые столь «выдающимися» рельефом и плотностными неоднородностями в поле силы тяжести, должны разрушать среду, образовывать разломы со скольжением вдоль них и/или области больших пластических деформаций.

- В противоположность Задаче 1, Андийский горный пояс получился как область сильнейших напряжений, сопоставимых с напряжениями в нижней части субдуцируемого слэба.

- Если слэб имеет возможность «проваливаться в мягкую подложку», то, в отличие от случая «слэб опирается в дно модели», на его перегибе под желобом на глубинах 50–100 км образуется зона «разгрузки», т.е. относительно пониженных значений как максимальных сдвиговых напряжений, так и изотропного давления.

- В целом, Восточные Кордильеры вместе с плато Альтиплано характеризуются гораздо более высоким уровнем максимальных сдвиго-

вых напряжений, чем Западные Кордильеры. Западные Кордильеры обрисовались как более стабильный блок с зоной близких к нулю сдвиговых напряжений в средней коре, в то время как Восточные Кордильеры вместе с плато Альтиплано должны испытывать значительные внутренние деформации, что и наблюдается. В средней коре под плато Альтиплано и Восточными Кордильерами в слое HVZ (там же, где и в Задаче 1) получена зона высоких величин максимальных сдвиговых напряжений, которая образовывается благодаря относительно повышенным величинам модуля Юнга в этом слое.

- Западная геологическая граница Андийского горного пояса – Пре-Кордильерский разлом – коррелирует с резким изменением ориентации девиаторных осей максимального сжатия и растяжения, причем к этой же зоне приурочены и низкие значения модуля максимальных касательных напряжений. Положение данной зоны очень стабильно, и при вариациях параметров модели и краевых условий лишь слегка мигрирует вокруг Пре-Кордильерского разлома. В моделях Задачи 1 для этой области наблюдается субгоризонтальная ориентировка оси максимального девиаторного сжатия.

- Вся кора Андийского горного пояса характеризуется режимом надлитостатического растяжения. Более того, для некоторых моделей в верхних частях коры в Андийском горном поясе были получены области с отрицательным полным изотропным давлением, которое коррелируется с режимом абсолютного растяжения.

5. Реконструкция параметров тензоров напряжений и приращений сейсмостектонических деформаций осуществлялась на основе метода катластического анализа сколов.

- В самой верхней части слэба наиболее реально превалирование механизма конвективного затягивания под действием соответствующим образом направленных движений в верхней мантии. При этом скорость движения океанической литосферы падает с запада на восток к оси желоба. Последнее обстоятельство приводит к формированию в самой верхней части океанической литосферы обстановки всестороннего надлитостатического сжатия.

- В средних частях слэба на глубинах 70–200 км и 200–300 км наблюдается перестройка поля напряжений, соответствующая формированию здесь механизмов «гравитационного соскальзывания со склона» и/или «гравитационного затягивания» более тяжелыми ядрами слэба. При этом на глубине 150–200 км возможно формирование разрыва сплошности слэба, так что нижняя его часть погружается независимо и возможно с более высокой скоростью по сравнению со средней. В пользу последнего заключения говорит наличие здесь резкого уменьшения растяжения в направлении погружения слэба.

- Фронтальная, наиболее погруженная часть слэба на глубинах 550–600 км испытывает наибольшие сопротивления ее погружению со стороны верхней мантии, что приводит к самой кардинальной пере-

стройке поля напряжений и действию вдоль направления погружения слэба оси главного напряжения девиаторного сжатия.

Вывод. Все данные и результаты расчетов поддерживает идею о более быстром движении нижнего плотного конца слэба под Южной Америкой по сравнению с вышележащими частями. На этом основании можно прогнозировать в ближайшем будущем (по геологическим меркам) отрыв нижнего конца плиты от верхней части (потеря механической связи).

Ю.В. Реутин

*Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья
(ВИМС) МПР РФ, Москва, Россия*

Геолого-тектоническая и металлогеническая интерпретация сейсмотомографических, гравиметрических и магнитометрических данных по Центральному Забайкалью

Промышленно-рудный район Центрального Забайкалья, являющийся частью планетарного Урало-Монголо-Охотского подвижного пояса, характеризуется надежной геологической, металлогенической [1] и геофизической (гравиметрия 1:1000 000 м-ба сейсмозондирование, магнитометрия) [2] изученностью с проведенной всесторонней машинной обработкой информации [3, 4] и, в том числе, с построением томографических схем расположения основных границ раздела земной коры [2].

Обобщение накопленного геолого-геохимического материала поверхностного среза и сопоставление его с данными томографических и магнитометрических построений [4] позволяют сделать ряд научных и практических выводов, могущих служить критериями районирования территории на стадии геолого-прогнозных исследований по типу строения и промышленной значимости.

Объемная плотностная и магнитная неоднородности земной коры отражают существующее различие в геолого-тектоническом строении, истории развития и рудно-метасоматической деятельности двух главных типов блоков:

– с обильным телескопированным проявлением разновозрастного магматизма (плюм-бассейны), характеризующихся ареалами сквозькорового разуплотнения прозрачным волновым полем с аномальной приподнятой (до $-36\div-38$ км на фоне $-40\div-42$ км) верхнемантийной границей (М) и нечетко выраженным переходом между верхней и нижней корой (K_2);

– с преимущественным средоточением объемов реликтовых субстратных метаморфических образований (каркасных доменов), представленных высокоскоростными ($V_p=6,5\text{--}7,2$ км/с) и повышенноплот-

ными ($\sigma=2,75-2,9$ г/см³) массаами пород, распространяющимися до при-
мантийных уровней (-40÷-42 км) с прерывистой, но уверенно прослежи-
вающейся внутренней границе (K_2).

Для первого типа блоков, образующих изометричные либо несколько
вытянутые ячеи между субстратным каркасом характерно наличие раз-
новозрастных вулканоплутонических образований от докембрийских
гранито-гнейсовых масштабных массивов близконцентрического строе-
ния (куполов) до мезозойских вулканогенно-гранитоидных образований
преимущественно кислого состава (бичурский и харалгинский ком-
плексы) с широким развитием рудно-метасоматических процессов гра-
нитогенного типа с проявлениями W, Sn, Be, Li, Nb, Ta минерализации.
Для блоков характерна умеренно выраженная разрывная тектоника с
усилением ее роли по границе с субстратными массивами.

К числу масштабных плюм-бассейнов* можно отнести Амалат-
Витимский, Нижнеингодинский, Газимурский и сопредельный с Юж-
ным Забайкальем Северо-Чойболсанский (МНР).

Обрамления блоков по границе с доменами характеризуются интен-
сивной тектонической проработкой с образованием наложенных юрско-
меловых впадин и повышенной рудоносностью (Pb-Zn, Mo, Au, U, Pt,
Sn, TR, F, B).

Для второго типа блоков (каркасных доменов), ориентированных со-
гласно забайкальскому структурному плану, характерно сосредоточение
сквозькоровых высокоскоростных (по Vp) масс пород с многочислен-
ными отражающими площадками и контрастно дифференцированной,
но в целом повышенной магнитной восприимчивостью. В пределах до-
менов обильно проявлены разрывные нарушения, наиболее выраженные
по границе с блоками разуплотнения с широким развитием по ним про-
цессов регрессивного метаморфизма с рассланцеванием, бластезам и бо-
лее поздним рудным метасоматозом.

Такие блоки несут признаки горизонтального сдвижения (скупива-
ния) масс в поперечном направлении с экспонированием глубинных вы-
сокоплотных протрузивных базальтоидных, карбонатно-сланцевых, же-
лезисто-кварцитовых и других метаморфитов вдоль крупных подвиж-
ных зон с формированием дугообразных валов повышенной плотности
($\sigma=2,75-2,90$ г/см³) и тыловых зон растяжения и относительного глу-
бинного разуплотнения до границы K_2 .

В участках нагнетания (валах) высокоплотных пород, которые обна-
руживают признаки нижнекоровых образований (по данным изотопии
легких элементов), приближенных к поверхности (по томографическим
данным) или выходящих на современный срез, отмечается более насы-
щенная разрывная тектоника, наличие многочисленных проявлений ма-
лых магматических тел и интенсивная рудно-метасоматическая про-
работка преимущественно мезозойского возраста. Большая часть про-

* Выделяются в качестве ГРМ-систем (глубинных рудно-энергомагматиче-ских систем) [3].

мысленных месторождений Au, U, Pt, Sn, Mo, TR, Ta-Nb, согласно проведенной статистике [4], локализируются в обрамлении или в пределах именно таких фрагментов и в большей мере тех, которые граничат с плюмбассейнами. В качестве основных доменов земной коры этого сегмента следует выделить Витимо-Калаканский, Ингода-Шилкинский (Сретинский), Приаргунский и Северо-Чойболсанский.

По комплексу геолого-тектонических, минералого-геохимических и металлогенических данных наиболее мобильными и рудонасыщенными участками Центрального Забайкалья являются области контакта плюмбассейнов и приподнятых фрагментов доменов, хорошо дешифрируемые при среднемасштабных геологических и геофизических (гравиметрия и ее трансформации, глубинное сейсмозондирование, магнитометрия) исследованиях.

Литература

1. Амантов В.А., Тихомиров П.И. Забайкальская складчатая область // Геологическое строение СССР. Т. 2: Тектоника. М.: Недра, 1968. С. 268–271 с. ил.
2. Аргутин Т.А. и др. Глубинное геологическое строение Забайкалья // Сов. геология. 1974. № 11. С. 103–117.
3. Данковцев Р.Ф. Опыт разработки энергомагматической системы критериев прогноза урановых месторождений // Отечественная геология. 1995. № 11 С. 8–17.
4. Реутин Ю.В. Использование данных по сейсмическому зондированию земной коры в анализе распределения урановых месторождений Забайкалья // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 137. М., 1995. С. 83–99.

**Е.А.Рогожин¹, Ю.Ф.Коновалов², Е.Е.Золотов², С.В.Ковачев³,
Л.И.Иогансон¹**

Глубинное строение переходной зоны между Аравийской плитой и складчатым Загросом по результатам геофизических исследований

В последние годы в пределах переходной зоны между Аравийской плитой и Загросским складчатым поясом российскими специалистами проведен большой объем комплексных геофизических исследований с применением взаимно дополняющих друг друга сейсмических методов, обладающих разнообразными глубинностью, детальностью и разрешающей способностью использования их результатов. Этот комплекс включал сейсморазведку методом обменных волн землетрясений –

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

² Центр региональных геофизических и геоэкологических исследований «ГЕОН» МПР РФ, Москва, Россия.

³ Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия.

МОВЗ, глубинное сейсмическое зондирование – ГСЗ, метод отраженных волн общей глубинной точки – МОГТ, а также акустическое профилирование, непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) по взрывным источникам. Постановка подобных работ имела исключительное значение для рассматриваемой территории, учитывая ее слабую геофизическую изученность. Достаточно сказать, что все представления о глубинной структуре этого региона базировались на результатах гравиметрической и аэромагнитной съемок, проведенных в 70-е годы, и одного профиля ГСЗ, проведенного еще в рамках Международного Геодинамического проекта.

Проведение сейсморазведочных работ МОВЗ и ГСЗ дало возможность выявить основные границы раздела и крупнейшие нарушения в земной коре исследуемого региона. Глубинные разрезы опорных профилей МОВЗ и ГСЗ увязываются между собой достаточно уверенно. На профилях МОВЗ выделены несколько протяженных поверхностей обмена сейсмических волн, которые выступают в качестве взаимоувязанных границ в литосфере. Опорными из них являются поверхность фундамента и граница Мохо. Кроме того, выделяются два четких горизонта в осадочном чехле, три выразительные границы в консолидированной части коры между фундаментом и подошвой земной коры, а на отдельных участках – отчетливая граница раздела ниже поверхности Мохо. Поведение и глубины залегания указанных поверхностей раздела позволяют составить представление о глубинной структуре Предзагросской равнины и фронтальной части складчатого пояса Загроса. В морской части региона также получены данные по глубинам залегания поверхности фундамента и границы Мохо. Указанные материалы легли в основу составления сводных глубинных разрезов и карт поверхностей фундамента и Мохо. Сейсмическими исследованиями МОВЗ и ГСЗ выявлена сложная многослойная структура глубинного разреза земной коры региона, отчетливо дифференцированная по латерали. По основным принципиальным поверхностям раздела – поверхностям фундамента и Мохо на территории восточной части Персидского залива, прибрежной континентальной равнины и передовых складок Загроса можно выделить три выразительные структурные зоны. Граница Мохо прослеживается с различной степенью надежности на глубинах 34,5–46,0 км и образует достаточно сложный рельеф. Поверхность фундамента отмечается на глубинах 6,0–14,6 км. В консолидированной части разреза выделяются три горизонта на глубинах, соответственно, 19–22, 22–24 и 32–34 км. Они прослеживаются с различной степенью надежности, а их геометрия в целом соответствует поведению границ фундамента и Мохо. В осадочном чехле выделены два выразительных горизонта.

На глубине прослежен ряд региональных разломов. Отдельные выявленные разломные зоны имеют явно глубокое – коровое или даже мантийное – заложение и демонстрируют современную сейсмическую активность на уровне слабых сейсмических событий до больших глубин.

Проведено расчленение осадочного чехла на ряд сейсмостратиграфических комплексов, и выявлены их структурные особенности. Принципиальным результатом является доказательство низкой дислоцированности осадочного чехла в пределах равнинных территорий Аравийской плиты и акватории Персидского залива.

По особенностям глубинной структуры выделены три региональные структурные зоны, которые существенно различаются по своему геолого-геофизическому устройству и идентифицируются в качестве восточной окраины Аравийской плиты, Предзагросского передового прогиба и зоны передовых складок Загроса. Границы этих зон контролируются крупнейшими разломами глубинного заложения, пересекающими поверхность фундамента и даже раздел Мохо. На западной границе Предзагросского передового прогиба вблизи его контакта с Аравийской плитой выявлен Делвар-Мандский разлом. Глубинный разлом прослежен также и под восточной (северо-восточной) границей прогиба – под фронтальными зонами Загроса.

Детальная структура осадочного чехла практически на всю его мощность в континентальной части территории освещена сейсморазведкой МОГТ. Анализ временных разрезов показывает, что на исследованной территории выделяется 14 сейсмостратиграфических комплексов, разделенных поверхностями несогласия или соответствующими им согласными поверхностями (со скрытыми стратиграфическими несогласиями). В случае согласного залегания отражающих горизонтов основными признаками разных комплексов являлись различия в характере внутренней конфигурации отражений, особенностях изменения мощностей комплексов и их амплитудно-частотных характеристик. Результаты сейсмостратиграфического анализа показывают, что на протяжении длительного геологического времени рассматриваемая территория испытывала плавное погружение, сопровождавшееся равномерным осадконакоплением.

Е.А.Рогожин, С.Л.Юнга, Л.И.Иогансон
Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия.

Геодинамика и сеймотектоника переходной зоны от Аравийской платформы к складчатой системе Загроса

Для выяснения закономерностей сейсмического процесса какого-либо сейсмоактивного региона важнейшее значение имеет понимание современной геодинамической ситуации, т.е. тенденций действия тектонических сил в регионе, и его геологической структуры, что обуславливает пространственное размещение сейсмоопасных зон. В последнее время получены многочисленные новые геологические и геофизические

данные для территории Центрального Загроса и прилегающих с юга территорий Аравийской платформы, существенно уточняющие геологическую структуру этого, одного из наиболее сейсмоактивных регионов мира. На основании этих данных и с учетом имеющихся ранее представлений стало возможным построить новые геодинамическую и сейсмотектоническую модели рассматриваемой территории.

В основу геодинамической модели положены прежде всего новые геологические данные о характере складчатости в различных зонах региона, кинематике и современной тектонической активности крупнейших разломов, новейшей тектонической структуре, сейсмичности и напряженно-деформированном состоянии среды исследуемой территории.

Важнейшей частью при ее составлении явились также новые геофизические данные (ГСЗ, МОВЗ, МОГТ), освещающие глубинную структуру региона вплоть до границы Мохо. Привлечение сейсмологических данных и их сейсмотектоническая интерпретация позволили трансформировать геодинамическую модель современного развития территории в сейсмотектоническую модель с выделением сейсмотектонических провинций и конкретных сейсмогенерирующих структур, а также определением их сейсмического потенциала. Сейсмичность в пределах Загроса сосредоточена в районе развития специфической загросской складчатости и затухает как на ее северо-восточном ограничении – в зоне Главного Загросского надвига, так и вдоль ее юго-западной границы, в зоне перехода складчатого пояса к стабильной Аравийской плите. Магнитуды наиболее сильных зарегистрированных землетрясений Загроса немного превышают 7. Специфика геологического строения Загросского складчатого пояса обуславливает возникновение здесь особого «загросского типа землетрясений», при которых подвижки по сейсмоактивным разломам фундамента не проявляются на поверхности. Это связано с наличием мощного дислоцированного осадочного чехла, осложненного соляной тектоникой, который полностью маскирует структуру фундамента. Поэтому для Загроса признавалось возможным возникновение землетрясения любой силы в любом месте, что, по существу, означает одинаковую сейсмическую опасность для любой точки этой территории [Ambraseys, 1972; Nowroozi, 1972, 1976; Nabavi, 1977; Berberian, 1976, 1979, 1981; и др.]. Для складчатого Загроса по умолчанию, принималась прогнозная магнитуда около 7 для любого места региона, а примыкающие равнинные области Аравийской плиты практически лишены даже подобных оценок.

Для разработки новых представлений о геодинамических и сейсмотектонических условиях рассматриваемой пограничной территории Центрального Загроса, передового прогиба и Аравийской платформы были проанализированы морфологическая неоднородность складчатости региона, результаты подробного изучения геологическими (в том числе методом «тренинга») и дистанционными методами зон крупнейших разломов, специально собранные полевые и фондовые материалы о

неотектоническом устройстве, данные о сейсмических проявлениях и о напряженно-деформированном состоянии региона. Были выполнены также большие объемы геофизических исследований. На территории Загроса сейсмичность обнаруживает непосредственную или опосредованную связь не только с разломами, но и со складчатостью. Возникновение землетрясений объясняется либо подвижками по скрытым под складками слепым разломам, либо проскальзыванием пород, образующих складки, на крыльях и в замке при продолжающейся складчатой деформации. Для выяснения этого положения было проведено изучение морфологии складчатости для территории.

По особенностям морфологии складчатости выделяются три крупные субпровинции – Фарс, Дезфул и разделяющая их субмеридиональная Казерун-Боразджанская субпровинция. В каждой из них выделяется несколько зон в соответствии со степенью напряженности складчатых деформаций. Общей закономерностью является ослабление интенсивности складчатых деформаций от внутренних к внешним зонам Загроса и вырождение складчатости при переходе от Загросского передового прогиба к Аравийской плите. Характерно также, что в близмеридиональной зоне Казерун-Боразджанской системы разломов складчатость более сложная и напряженная, чем в аналогичных зонах названных субпровинций. Кроме исследования морфологических особенностей альпийских, в основном новейших складчатых деформаций, была также количественно оценена орогенная (послескладчатая) деформация земной поверхности региона.

В последующих расчетах характеристики антропогенных вертикальных движений земной коры связывались с напряженно-деформированным состоянием литосферы и использовались для оценки сейсмической компоненты тектонических движений. Важнейшей частью исследований было детальное изучение кинематики и современной тектонической активности разломов. Меридионально или диагонально (СВ-ЮЗ) ориентированные, активные на современном этапе геологического развития разломы, косо пересекающие главные тектонические зоны Загроса и предгорного прогиба, образуют структурный каркас основных сейсмотектонических субпровинций Юго-Западного Загроса и Месопотамского передового прогиба Аравийской плиты. Разработанная новая геодинамическая модель региона учитывает как взаимодействие Аравийской и Центрально-Иранской плит, так и разрастание Центрально-Иранской области, создающие специфическую транспрессионную обстановку в Загросской складчатой системе.

Наличие этих двух мобильных систем со встречным направлением тектонического движения вызывает в складчатой системе Загроса интенсивнейшие напряжения сжатия, главная ось которых ориентирована вкрест простирания основных складчатых структур. В условиях этого северо-восток – юго-западного сжатия Загрос проходит позднеорогенный этап развития, для которого характерно поднятие и разрастание

осевой зоны. Движение материала верхнего структурного этажа складчатой системы – осадочного чехла – осуществляется к юго-западу, прочь от осевой зоны складчатой области. В тылу Загроса происходит прогибание блоков Центрально-Иранского срединного массива, а по фронту складчатой системы – Предзагорского передового прогиба. Этот тип развития определяет преобладание сжимающих напряжений во внешней зоне складчатой области, возникающих в результате поднятия и разрастания осевой зоны. Сейсмотектонический анализ новейшей структуры региона показывает, что меридиональные и диагональные (северовосточные) активные тектонические нарушения представляют наибольшую сейсмическую опасность. Эти нарушения характеризуются сдвиговой или взбросо-сдвиговой кинематикой и современной сейсмической активностью.

Проведение большого комплекса геолого-геофизических работ и анализ их результатов позволили выявить новые особенности тектонического строения и глубинной структуры переходной зоны между складчатой системой Загроса и Аравийской платформой. Выделены крупнейшие тектонические подразделения – Аравийская плита, Предзагорский передовой прогиб и зона складчатого Загроса с четким определением разделяющих их границ. Выявлена резкая гетерогенность складчатой структуры региона и проведено районирование территории по типам складчатости. Изучены кинематика и современные тектоническая и сейсмическая активности важнейших разломов территории. На основании полученных данных проведено сейсмотектоническое районирование территории, выделены основные сейсмогенерирующие структуры и оценен их сейсмический потенциал. Максимальная магнитуда для всего рассматриваемого региона оценена как 7,5 и связана с зоной чешуйчатых деформаций Фарса. Высокие M_{\max} (7 и выше) характеризуют большинство выделенных сейсмотектонических площадных подразделений в пределах Загроса и Загорского передового прогиба. Существенно более низкие значения M_{\max} (4,7) определены для равнинных территорий Аравийской плиты. В результате применения комплекса методов выделения сейсмогенерирующих зон, оценки их M_{\max} , глубины залегания очагов ожидаемых землетрясений, проверки их современной геологической активности с помощью полевых и инструментальных наблюдений создана надежная объективная основа для оценки сейсмической опасности региона.

Литература

1. *Ambraseys N.N., Melville C.P.* A history of Iranian Earthquakes. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1982. 219 p.
2. Berberian M. Contribution to the seismotectonics of Iran (part II). Geol. Surv. Iran, 1976. Vol. 39. 518 p.
3. Berberian M. Active faulting and tectonics of Iran // Zagros-Hindu-Kush-Himalaya Geodynamic Evolution / H.K. Hupta and F.M. Delany (Editors). Amer. Geophys. Union, Geodynamic. Ser. 1981. Vol. 3. P. 33–69.

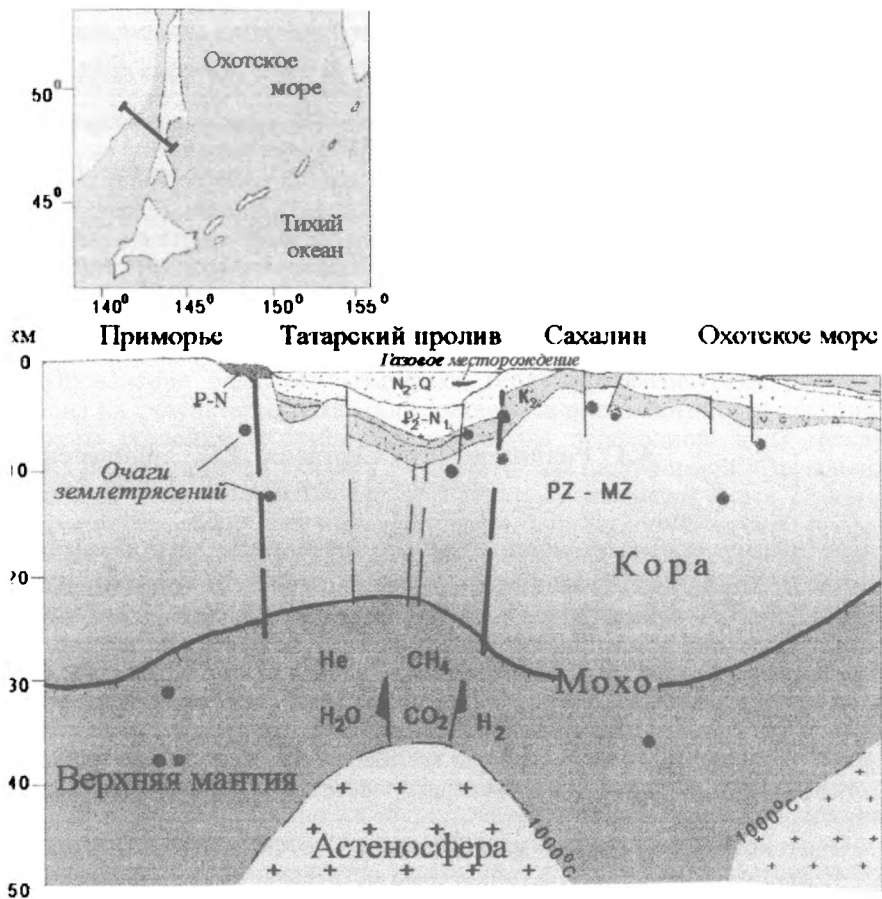
4. Berberian M. Contribution to the seismotectonics of Iran (Part IV). Geol. Surv. Iran, Rep, 1983. №. 52.
5. Berberian M. Master «blind» thrust faults hidden under the Zagros fold: Active basement tectonics and surface morphotectonics // Tectonophysics. 1995. Vol. 241. P. 193–224.
6. Kidder J.G., Duncan I.J. Evidence for active lithospheric delamination under the Zagros collision belt. GSA, Ann. Meet., Cincinnati, OH, 1992. A:281 (abstract).
7. Nabavi M.S. Historical earthquakes in Iran c. 300 B.C. - 1900 A.D. J. Earth and Space Physics. Inst. of Geoph, Tehran Univ. 1978. Vol. 7, №.1, P. 70–117.
8. Nowroozi A.A. Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of Middle East. // Bull. Seism. Soc. Am. 1972. Vol.62, P.832–850.
9. Nowroozi A.A. Seismotectonic provinces of Iran. Bull. Seism. Soc. Amer. 1976. Vol. 66. P. 1249–1276.
10. Yunga S.L. Methods and results of investigation of seismotectonic deformations, Moscow: Nauka, 1990. 191 p. (in Russian).

А.Г. Родников, Н.А. Сергеева, Л.П. Забаринская
Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия.

Глубинное строение осадочных впадин окраинных морей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану

Исследование глубинного строения осадочных впадин окраинных морей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану выполнено в рамках международного проекта «Геотраверс» [5, 11] по трем глубинным разрезам тектоносферы, включающей литосферу и астеносферу, который построен на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Геотраверсы пересекают регионы Охотского, Японского и Филиппинского морей.

Охотское море. Толщина земной коры в Охотском море меняется от 35–40 км под Сахалином и Курильскими островами до 8–10 км под Курильской котловиной. В кайнозойскую эру образовалась основная часть осадочных бассейнов, содержащих почти все нефтегазоносные комплексы Охотского моря [6]. *Татарский пролив* представляет собой крупный прогиб, сложенный мощной толщей (до 8–10 км) мезозойско-кайнозойских осадочных образований. Поверхность Мохо расположена на глубине около 25 км. Под осадочным прогибом Татарского пролива расположен астеносферный диапир, обусловивший прогрев осадочной толщи, расколы земной коры, образование рифтовых структур в основании прогиба, магматические и гидротермальные процессы. Астеносферный диапир представляет собой канал, по которому горячие мантийные флюиды, несущие продукты дегазации мантии, проникают в осадочный бассейн, обеспечивая преобразование органического материала и являющиеся дополнительным источником углеводородов (рисунок). *Курильская котловина* Охотского моря относится к задуговым впадинам. Толщина коры составляет 8–10 км, из которых 4 км приходится на оса-



Глубинное строение литосферы Татарского прогиба

дочный чехол. Под Курильской котловиной электромагнитными исследованиями в верхней мантии в интервале глубин 30–65 км выделен высокопроводящий слой, обусловленный, по-видимому, частичным плавлением вещества [3]. Его распространение ограничивается пределами котловины. Полученные результаты согласуются с глубинными температурами в верхней мантии, сейсмическими исследованиями и другими геофизическими данными [6]. *Междуговой прогиб* Курильской островной дуги расположен между внешней и внутренней островными дугами, контакт с которыми проходит по системе разломов. Ширина прогиба 45–60 км. Сложен он неогеновыми и четвертичными туфогенно-осадочными образованиями. Мощность осадков в осевой зоне превышает

ет 3 км. Распространение вулканогенных пород в отложениях прогиба связано с рифтообразованием, структуры которого в настоящее время перекрыты осадками. Толщина коры под прогибом уменьшается до 20 км.

Верхняя мантия под Охотским морем неоднородна. От астеносферы поднимаются к коре несколько диапиров частичного плавления, связанных с осадочными впадинами, такими как прогиб Татарского пролива, впадина Дерюгина и Курильская котловина, обуславливая активный тектонический режим, проявляющийся в вулканической, сейсмической и гидротермальной деятельности. Кроме того, над астеносферными диапирами в осадочном чехле в Татарском проливе и впадине Дерюгина зафиксированы залежи углеводородов [4, 8], а в Курильской котловине на вершинах подводных вулканов установлена сульфидная минерализация [2].

Японское море. Наиболее важной особенностью строения региона Японского моря является распространение в верхней мантии астеносферной линзы [11]. В переходной зоне, отличающейся повышенным, по сравнению с прилегающими регионами, тепловым потоком, астеносферный слой мощностью свыше 100 км расположен на глубине около 40–50 км. Данные сейсмической томографии подтверждают положение о том, что под Японским морем и западной частью о-ва Хонсю в верхней мантии на глубине примерно 40 км прослеживается астеносферный диапир, который определяет магматическую деятельность, протекающую в кайнозойскую эру [9]. В неогене магматическая активность проявлялась в основном в пределах наивысшего подъема астеносферного диапира, т.е. в Японском море и западной части о-ва Хонсю.

В Тихом океане (северо-западная котловина) магматическая деятельность (излияния толеитовых базальтов) происходила, в основном, свыше 100 млн лет назад.

Филиппинское море. *Западно-Филиппинская котловина* в основном образована в эоценовое время. Дно котловины сложено толеитовыми базальтами, перекрытыми вулканогенно-осадочными образованиями [1]. Астеносфера расположена на глубине 50–70 км. *Бассейн Паресе-Вела* образовался в ходе задугового спрединга, протекавшего в Филиппинском море в раннеолигоценую–среднемиоценовую эпоху. Дно бассейна сложено толеитовыми базальтами, перекрытыми тонким чехлом вулканогенно-осадочных пород. Астеносфера расположена на глубине около 30 км. *Марианский трог* Марианской островной дуги представляет собой междуговой бассейн, образованный 6 млн лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Отмечаются высокие значения теплового потока. Исследованиями, проведенными американскими учеными на подводном аппарате «ALVIN» в 1987 г., обнаружены гидротермальные источники с температурой воды, достигающей 185° С [7]. Гидротермальная активность с образованием сульфидов цинка, меди и железа была отмечена во время глубоководно-

го бурения с НИС «Glomar Challenger» и при драгировании с НИС «Накухо-Мару» [10]. Пробы воды показали высокое содержание гелия, водорода и метана. Такие же газы ранее были обнаружены в срединно-океанических хребтах. Трог характеризуется тонкой корой (около 10 км). Горячая астеносфера подступает непосредственно к подошве коры, обуславливая активные тектонические и магматические процессы. Марианский трог, вероятно, представляет собой пример начального этапа формирования осадочного бассейна.

Заключение. Отличительной особенностью строения переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры горячей аномальной мантии, в последних процессы обуславливают формирование осадочных впадин окраинных морей. На поверхности поднятия астеносферы соответствуют рифтовые образования и излияния, в основном, толеитовых магм. Под древними палеогеновыми глубоководными котловинами окраинных морей, такими как Западно-Филиппинская котловина, астеносфера залегает на глубине 50–80 км; под неогеновыми котловинами, например, котловиной Паресе-Вела или Курильской котловиной, астеносфера установлена на глубине примерно 30 км, а под плиоцен-четвертичными (современными междугловыми бассейнами) астеносфера располагается под земной корой на глубине всего 10–20 км, обуславливая раскол литосферы, образование рифтовых структур, излияние базальтовой магмы и проявление гидротермальной активности. Гидротермальная активность приурочена к рифтовым структурам междугловых молодых трогов, таких как Марианский, Окинава и Курильская котловина, где наблюдается наивысший уровень залегания астеносферы.

Осадочные бассейны окраинных морей отличаются аномальным глубинным строением по сравнению с другими районами. Для них характерны: локализация астеносферного диапира под осадочными бассейнами; рифтовые структуры или спрединговые центры в их основании; активный вулканизм в начальной стадии образования, связанный с гидротермальными процессами и формированием сульфидов; высокая плотность теплового потока, обусловленная подъемом астеносферы к поверхности. Вероятно, что астеносферные диапиры с частичным плавлением вещества представляют собой каналы, по которым горячие мантийные флюиды из астеносферы проникают в осадочные бассейны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: проекты №№ 01-05-64400 и 01-07-90233.

Литература

1. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Марианский желоб / Под ред. А.Г.Родникова, Н.Иседзак, Ц.Сики, С.Уеда, Лю Годун. М.: Наука, 1991. 150 с.
2. Кононов В.В. Рудная минерализация подводных вулканических зон острова Итуруп // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту / Под ред. Б.И.Васильева. Владивосток, 1989. С.135–138.

3. *Ляпишев А.М., Сычев П.М., Семенов В.Ю.* Структура электропроводности верхней мантии Курильской котловины Охотского моря // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 45–55.
4. *Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И., Верещагина О.Ф., Мишукова Г.И., Сорочинская А.В., Юзай И.Г.* Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 1999. 184 с.
5. *Родников А.Г., Сергеева Н.А., Родкин М.В., Забаринская Л.П.* Глубинное строение переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 434–437 (Материалы к XXXIII Тектонич. совещ.)
6. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Под ред. А.Г.Родникова, И.К.Туезова, В.В.Харахинова. М.: Нац. геофиз. ком. 1996. 335 с.
7. *Craig H., Horibe Y., Farley K.A. et al.* Hydrothermal vents in the Mariana trough: Results of the first ALVIN dives // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1987. Vol. 68. P. 1531.
8. Cruise Reports: Komex V and VI. Kuril-Okhotsk sea marine experiment [Eds.: N.Biebow, T.Ludmann, В.Кarp, R.Kulinich. Kiel, 2000. 295 p.
9. *Hasegawa A., Zhao D., Hori S., Yamamoto A., Horiuchi S.* Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity // Nature. 1991. Vol. 352, №. 6337. P. 683–689.
10. *Hussong D.M., Uyeda S. et al.* Initial Repts. of the DSDP. W., D. C.: U.S. Govt. Printing Office, 1981. Vol. 60. 928 p.
11. *Rodnikov A.G.* Geological-geophysical studies of the deep structure of sedimentary basins in the West Pacific // EAGE 62nd Conference and Technical Exhibition. Glasgow, Scotland, 2000. D-01.

А.Е. Романько, А.Т. Савичев, В.Н. Шилов, Л.Б. Ефремова
Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

Некоторые особенности андезитового магмообразования в конвергентных зонах

Магматогенные образования преимущественно среднего и кислого состава некоторых докембрийских и фанерозойских конвергентных структур (восток Балтийского щита, Северный Памир, Кураминская зона Срединного Тянь-Шаня, Юго-Восточный Иран и др.) интересны с точки зрения их тектономагматической интерпретации. В Печенга-Варзугском поясе Балтийского щита, возраст 2,50–1,68 млрд лет (здесь и далее по Ю.А.Балашову и др., 1995; Ф.П. Митрофанову и др., 1995 [1]), выделены три независимые андезитсодержащие ассоциации.

1. Событие 2,50–2,43–2,33 млрд лет: бонинитоподобные габбронориты – андезито-базальты – дациты, конкретней: *габбро-нориты* (преимущественно): 2,50–2,39 млрд лет: MgO > 7–11%, ENd = -1,4 ÷ -2,5, низкое $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ или ISr = 7026, Eu/Eu* = 0,87, стратификация компонентов снизу вверх: Pd ~ Pt; Pd >> Pt; бедная минерализация Ni-Cu, а также Fe-Cr-V (Co) и Ti (±Au); *вулканиты*, включая подчиненные пирокластиты, 2,43–2,34: MgO > 4–8%, ENd = -0,6 (n=1), ISr = 0,7042, Eu/Eu* = 0,85 и более глубокие, P > 7–8 кбар, когенетичные предыдущим членам ассоциации мафит-ультрамафитовые *друзиты* или *корониты*, 2,4 (2,2) млрд лет: MgO > 7–10%, Eu/Eu* = 0,89 и иногда характерный для бонинитов U-образный профиль PЗЭ. Энсиматическая островная дуга/протодуга

предполагается здесь, учитывая также бониниты Северной Карелии, 2,8–2,7 млрд. лет, по А.А.Щипанскому, А.И.Слабунову и др., 2000.

2. Очевидные континентальные рифтовые трахибазальты-трахиандезиты-трахидациты, 2,21 млрд лет: $ISr=0,7035$, фракционированное $Eu/Eu^* = 1.18-0.76$.

3. Граносиениты – андезиты – дациты континентальной окраины Андского типа, 1,97?–1,93-1,88–1,72 (1,68 – возраст метаморфизма?) млрд лет: $ISr=0,7088-0,7010$, низкое $Eu/Eu^* = 0,65-0,58$ и ошутимая контаминация сиалическим материалом. В зоне Печенга до 37% приходится на средние и кислые магматогенные образования вместо прежних первых процентов [2].

По юным и зрелым островным дугам P_{1-2} (здесь, кроме того, выявлен новый вулканогенный фрагмент) и T_{2-3} в зонах Северного Памира были получены новые материалы нашей группой, по [Novikov et al., 1996]. Преимущественно андезитовые и кислые вулканиты характеризуются довольно обычными, обогащенными легкими РЗЭ профилями РЗЭ с небольшим дефицитом Eu в 0,90–0,76. Пермская минерализация стратиформного типа распространена на значительной территории. Представляет интерес шошонит-латитовая островодужная серия Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня, C_3-P_1 . Здесь богатые калием в условиях агрессивного глубинного флюида преимущественно средние продукты зоны характеризуются экстремальным обогащением сильно некогерентными элементами и ЛРЗЭ, кроме того, накоплением тяжелых РЗЭ, глубоким Eu-минимумом, до 0,44 в средней пирокластике, а также мантийными Sr-изотопными метками и т.д.

В Белуджистане и Сейстане, Средний Восток, получены материалы по позднемеловому, предположительно надсубдукционному офиолитовому меланжу и палеоцен-голоценовым полнодифференцированным вулканитам и плутонитам с доминирующими средними образованиями, по [Е.Ф.Романько и др., 1998–2000]. Нормально-щелочные продукты с профилями РЗЭ, умеренно обогащенными легкими лантаноидами и умеренным дефицитом Eu, наиболее типичны в этом регионе. Вновь региональная Cu-минерализация с $Au \pm Pb$ и бедным Ag а также разнообразными гидротермальными проявлениями удовлетворительно согласуется с тектоникой территории.

По геохимическим и, иногда, геологическим данным, андезиты и диориты нередко предпочтительнее базальтоидов и гранитоидов для интерпретации изучаемых структур. Базальты и их плутонические эквиваленты – габброиды – имеют широкое геохимическое разнообразие и низкие концентрации многих индикаторных элементов, например, Hf, Ta, Nb, Y, U, La, Eu и т.д., что вызывает дополнительные аналитические трудности.

Помимо этого, сложности интерпретации связаны также со сложно оцениваемым эрозийным вскрытием габброидов и гранитоидов. Гранитоиды характеризуются еще и неопределенностью в тектонической ин-

терпретации, вопреки уверенно улавливаемым концентрациям многих редких элементов. Для первичных расплавов предполагаются, помимо редких заведомо коровых магматических источников, преимущественно верхнемантийные и нижнемантийные источники (последние до глубины, как минимум, 1000–1200 км), давшие после длительного процесса с последовательным фракционированием и эволюцией в промежуточных очагах изучаемые магматогенные продукты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 00-05-64130.

Литература

1. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты.: КНЦ РАН, 1995. 254 с.
2. Romanko A.E., Savichev A.T., Shilov V.N., Ephremova L.B. New Subduction-Related Complexes in the Eastern Fennoscandian Shield. 30 IGC. 1996. Beijing. Vol. 1/3.

Т.В. Романюк

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

Геофизическая модель Андийской субдукционной зоны вдоль 21° ю.ш.

Большинство конвергентных зон Земли мыслятся как пододвигание океанических плит под стабильные или слабдеформируемые континенты. Однако мы полагаем, что Андийская субдукционная зона – это область, в которой в настоящее время происходит движение литосферного материала вниз как со стороны океана, так и со стороны континента. Хотя движение континентальной литосферы на порядок медленнее океанической, именно затягивание вниз литосферы Южно-Американского кратона является тем ключевым моментом, который может объяснить природу утолщенной Андийской коры. Горная система Анд формируется в режиме сильного бокового сжатия благодаря крупномасштабным деформациям и аккумуляции легкого корового материала над тонущим корнем, который состоит из плотного материала нижней континентальной коры и верхней мантии Южно-Американского кратона и субдуцируемой океанической плиты Наска.

Конвергентная зона между океанической плитой Наска и Южно-Американским континентом, Андийская субдукционная зона характеризуется экстремальными значениями по всем геофизическим параметрам. Среди важнейших следует отметить следующее.

• GPS эксперименты и модель NUVEL-1a показали, что плита Наска движется горизонтально в восточном направлении со скоростью ~ (7–8) см/год около желоба и обнаружили современную восточную компоненту движения в Андах в сторону континента ~ (1–2) см/год относительно

жесткого ядра Южно-Американского кратона (<http://www.earth.nwu.edu/research/snapp.html>). Т.е. Анды как бы медленно «мигрируют» в глубь Южно-Американского континента.

• Сейсмофокальная зона Беньоффа прослеживается до глубин 670 км, здесь зафиксированы землетрясения с магнитудой, достигающей 7.3 (данные сейсмологического каталога ISC за инструментальный период наблюдений).

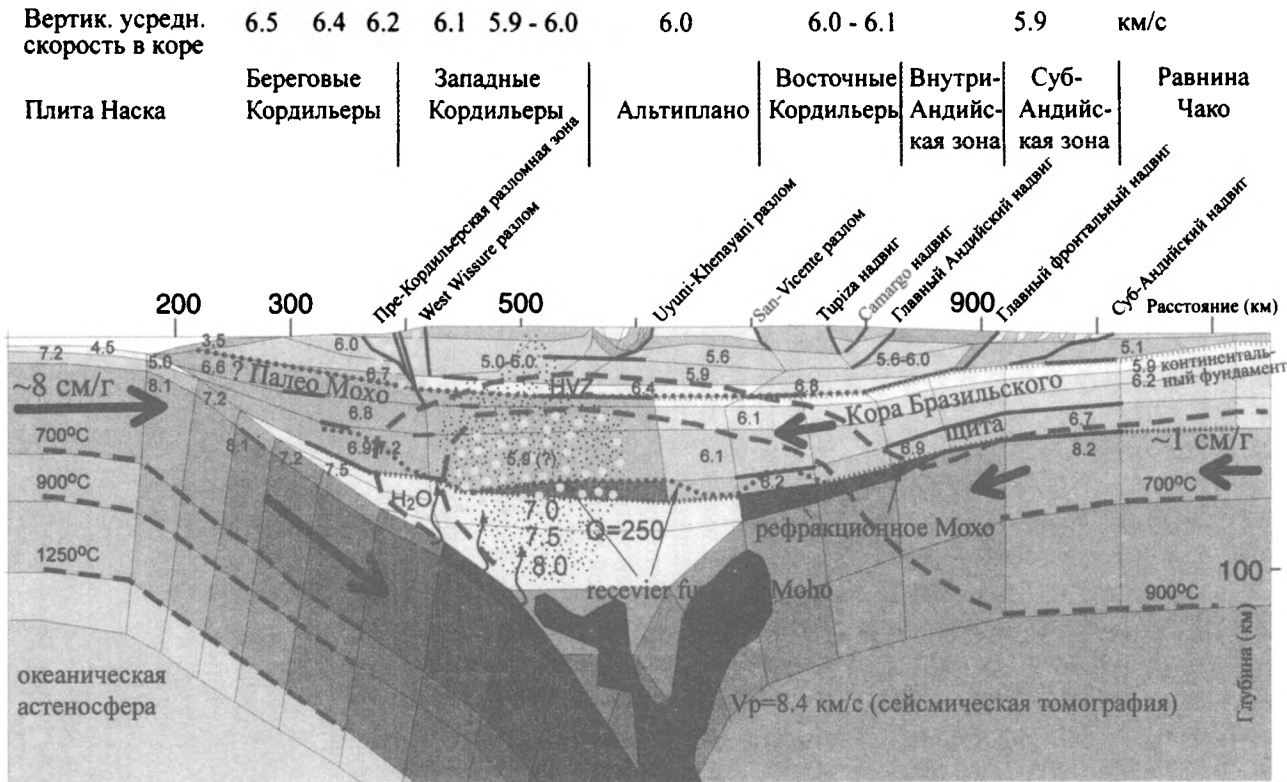
• Перепад рельефа достигает 13 км: глубина океанического желоба ~7 км, высота вулканов в Андах ~6 км, высокогорных плато Пуна и Альтиплано ~4 км.

• Горная система Анд характеризуется одной из самых толстых кор на Земле, мощность которой достигает 70 км. В Центральных Андах над плато Пуна и Альтиплано аномалия геоида оценивается ~+60 м, а аномалии Буге ~-400 мГал, характеризуя одну из самых больших литосферных плотностных аномалий на Земле.

Андийский горный пояс отделен с западной стороны от прибрежных областей Пре-Кордильерской разломной зоной, а с восточной стороны от равнины Чако – Субандийской надвиговой зоной. Прибрежные области динамически стабильны, по-видимому, с юрского времени, Южно-Американский кратон – с протерозоя. В Андах, напротив, зафиксированы периоды осадконакопления, орогенеза, рифтинга, магматической активности, начиная как минимум с протерозоя. Последняя активизация, продолжающаяся и поныне, датируется поздним олигоценом – ранним миоценом. В Андах наблюдаются: большое количество близвертикальных разломов, геологических границ, высокие скорости современных вертикальных движений, высокий тепловой поток и активный вулканизм. В Центральных Андах выделяются пять вытянутых вдоль простирания физико-графических провинций (с последующим подразделением их на более мелкие подпровинции): (1) андезитовая вулканическая дуга Западные Кордильеры; (2) высокогорные плато Альтиплано и Пуна; складчато-надвиговые комплексы (3) Восточных Кордильер и (4) Внутриандийской области с тектоническими деформациями, захватывающими фундамент и вышележащие осадочные толщи и (5) Субандийская область, характеризующаяся недеформированным фундаментом и «тонкослоистой тектоникой» осадочных покровов.

Начиная с юры, доминирующим режимом в Андах является коровое укорочение, которое оценивается разными авторами от 210 до 670 км, причем не менее 150 км в постолигоценное время. Коровое укорочение в Андийском горном поясе подразумевает либо соответствующее укорочение в литосфере, либо ее субдукцию. Петрологический анализ магм свидетельствует о возможности «отслаивания» нижней литосферы от верхней под Центральными Андами, поддерживая идеи о субдукции Южно-Американского кратона под Андийский горный пояс.

Верхняя кора Анд была сформирована в течение ордовика и девона на/или по соседству с протерозойским фундаментом Южно-Американ-



Геофизическая модель литосферы Андийской субдукционной зоны.

ского кратона, как задуговой морской осадочный бассейн. Между ордовиком и олигоценом этот бассейн был подвержен коротким эпизодам дополнительной седиментации, орогенеза, рифтинга, воздействию метаморфизма и магматизма. В настоящее время верхнекоровый слой имеет форму линзы, утолщающейся до 20–25 км под горами и выклинивающейся около побережья и Субандийского надвига. Высокоскоростной слой (HVL), отделяющий верхнюю кору Анд от нижней, может быть проинтерпретирован как реликт базифицированной или океанической коры.

Предположительно в поздней юре комплекс островной вулканической дуги был пододвинут под часть задугового осадочного бассейна со стороны океана, и таким образом произошло удвоение кор вулканогенно-осадочного типа между побережьем и современной вулканической дугой Западные Кордильеры. Холодная кора здесь характеризуется высокими средними значениями сейсмических скоростей и плотностей.

Предполагается, что, начиная как минимум с олигоцена, кора под Восточными Кордильерами и Субандийской областью утолщалась благодаря пододвиганию Южно-Американского кратона вдоль Суб-Андийского надвига под Анды. Миоценовая тектоническая активизация в Андах была вызвана началом эклогитизации и/или другим типом метаморфизма, связанным с высоким давлением, в нижней коре субдуцируемого Южно-Американского кратона, когда в процессе эволюции были достигнуты соответствующие P-T-условия. С этого момента высокоплотные фации начали тянуть вниз континентальную литосферу, усиливая роль вертикальной тектоники. Данные сейсмической томографии обнаруживают высокоскоростные ($V_p > 8,4$ км/с) образования в континентальной литосфере под Восточными Кордильерами и Альтиплано, корреспондирующие с областями аккумуляции высокоплотных включений.

Южно-Американский кратон движется как единое целое под Субандийской областью, но под Внутриандийской областью и Восточными Кордильерами слои начинают двигаться независимо друг от друга. Верхняя кора продолжает двигаться как жесткое тело, слои средней коры начинают течь и деформироваться подобно вязкой жидкости, в них формируются складки и таким образом слои утолщаются. Метаморфические преобразования в тонущей континентальной литосфере постепенно увеличивают не только плотности, но и сейсмические скорости в основании коры до мантийных величин. По этой причине под Восточными Кордильерами происходит «потеря рефракционного Мохо», а структурная подошва коры пододвигаемого Южно-Американского кратона не совпадает с регистрируемой в настоящее время сейсмической рефракционной поверхностью М между плато Альтиплано и Восточными Кордильерами, но расположена ниже.

Сейсмические исследования не выявили сильных границ в средней и нижней коре под Западными Кордильерами и Альтиплано. Поскольку

здесь было обнаружено резкое падение электрического сопротивления (светлые точки) и сейсмической добротности Q , полагается, что доминирующим процессом является современная магматическая и/или флюидная активность, которая стерла все более ранние структуры. Породы средней и нижней коры и верхней мантии пронизаны магматическими интрузиями и переработаны метаморфически. Предельная глубина устойчивого существования кварца ~70 км (переход кварц–кoesит) принята здесь за условную коромантийную границу.

Геология и механизм формирования Западных и Восточных Кордильер, так же как и структура коры под ними, различны. Общим моментом в их формировании является лишь аккумуляция легкого материала в верхней коре над гораздо в меньшей степени деформируемым опускающимся слоем HVZ. Хотя плато Альтиплано имеет отметку ~3,7 км выше уровня моря, эта область мыслится как осадочный бассейн между еще более высоко стоящими горными системами Западных и Восточных Кордильер.

Наиболее активная область контакта между континентальной и океаническими плитами располагается между жолобом и вулканической дугой. Здесь происходит дегидратация и метаморфизм океанической коры (переход базальт–эклогит – важнейшее из метаморфических преобразований). Выделяемый из слэба флюид вызывает серпентинизацию перидотитов в мантийном клине и «мокрое» плавление перидотитов, формирующее вулканическую дугу.

А.Н. Ромашов

Институт динамики геосфер (ИДГ) РАН, Москва, Россия.

Общая модель образования и развития внешних геосфер

1. Внешние геосферы (кора, литосфера и астеносфера) образуют твердую оболочку Земли, являющуюся, согласно модели, одним из ее главных структурных элементов. Вторым элементом является внутренняя мезосфера, взаимодействие оболочки, с которой и определяет тектогенез в коре и литосфере. Это взаимодействие определяется двумя противоположными процессами: охлаждением планеты с поверхности и ее внутренним разогреванием. Одновременный учет этих процессов составляет главную особенность настоящей модели – до этого действие указанных процессов рассматривалось по отдельности. Одновременность их действия, согласно физическому моделированию, превращает Землю в космическую конструкцию: внутренняя мезосфера расширяется, а внешняя оболочка сдерживает это расширение и сжимает ее, дополнительно повышая внутреннее давление и подвергаясь деформированию, разрушению и закономерному структурированию. В ходе взаи-

действие основных элементов происходит неравномерное радиальное перемещение вещества планеты, что сопровождается двумя следствиями:

- за счет изменения РТ условий происходит разложение перемещенного вещества и его дифференциация в поле силы тяжести;
- радиальное перемещение отдельных объемов вещества изменяет режим вращения планеты, порождая горизонтальные относительные смещения указанных объемов.

Таким образом, активными факторами тектогенеза в нашей модели в первую очередь является тепловая энергия, а также сила тяжести и энергия вращения Земли, которые как бы подключаются первичным процессом взаимодействия (единства и борьбы) между охлаждением и разогреванием.

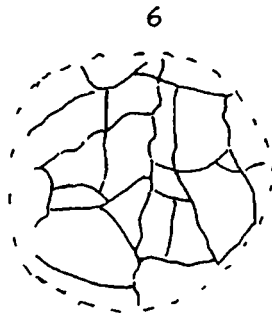
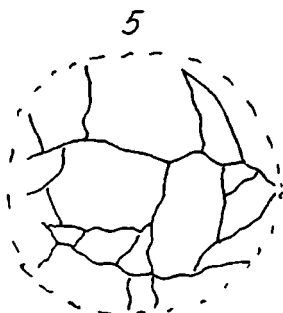
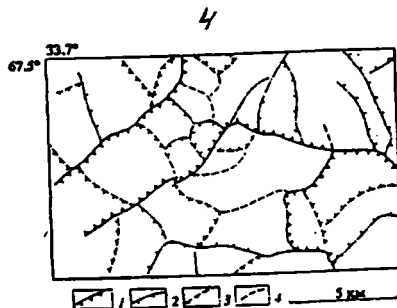
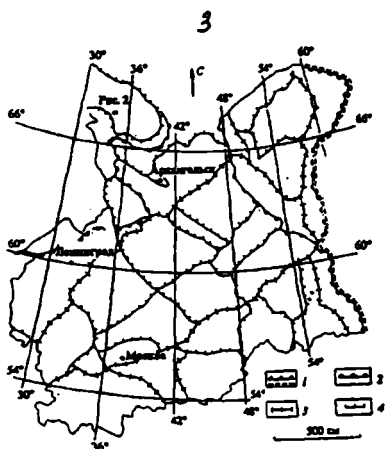
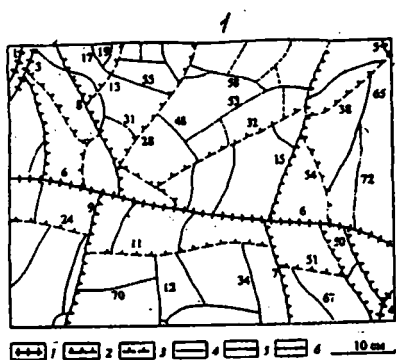
2. Земная кора – это тот объем вещества, который за всю геологическую историю выжат внутренним избыточным давлением через твердую оболочку (через литосферу), толщина которой во времени нарастала. Физическое моделирование выявило два возможных режима выжимания: быстрое, которое реализуется при «взрывном» разрушении однородной оболочки и приводит к образованию покровных излияний внутреннего вещества, и медленное выжимание, которое происходит через локальные разрывы оболочки (в геосинклинальных зонах). Первый режим выжимания обеспечил образование океанической коры, в то время как континенты сформировались в основном за счет второго режима в условиях большой неоднородности оболочки. Соотношение между указанными режимами определяется общим состоянием оболочки Земли, в основном, степенью ее однородности и способностью сдерживать избыточное внутреннее давление в мезосфере.

Эти же режимы выжимания внутреннего вещества определяют и степень его изменения: чем быстрее вещество перемещается через разрывные зоны оболочки к поверхности и там затвердевает, тем меньше оно изменяет свой первичный состав и, следовательно, тем ближе образующиеся породы к основному внутреннему (мантийному) веществу. Наблюдаемое многообразие горных пород в коре определяется, очевидно, сложностью строения внешней оболочки и большой ее неоднородностью, которые непрерывно менялись на протяжении геологической истории.

3. Сопоставление модели с натурными данными позволяет наметить основные этапы развития Земли:

1) возникновение первой твердой оболочки, ее «взрывное» разрушение и образование первого глобального слоя земной коры, потеря устойчивости оболочки и несимметричное расширение внутреннего вещества (возникновение асимметричной планеты), изменение положения оси ее вращения (появление наклона к плоскости эклиптики и прецессии);

2) геосинклинальный этап развития – укрепление («ремонт») разрушенной (неоднородной) оболочки путем локально-регионального выжимания и застывания магм на слабых участках (наложение своеобраз-



Типы блочных структур в двухслойных системах [1]

1 – в слое парафина при двухосном растяжении подстилающего листа резины; 2 – в слое канифоли при затвердевании и охлаждении расплава на металлическом поддоне («взрывное» разрушение); 3 – в земной коре на Европейской части России; 4 – на Кольском полуострове; 5, 6 – в сферическом слое краски на поверхности резинового надувного шара при ее высыхании (вид с разных сторон).

ных «заплат», сформировавших систему современных континентов) и придание ей в конце этапа способности снова сдерживать расширение всей внутренней мезосферы;

3) этап «океанизации» – повторное «взрывное» разрушение оболочки (на межконтинентальных промежутках, частично на континентах) и формирование второго слоя коры (базальтового слоя № 2 в океанах и платобазальтов на континентах), при этом возникли океанические впадины, а оболочка вновь утратила целостность планетарной конструкции и второй раз потеряла устойчивость;

4) расширение внутренней мезосферы после вторичной потери устойчивости оболочки (этап тектонической активизации) – образование глобальной системы океанических хребтов и зон поднятия на континентах (Тибет, Памир, Андское нагорье, Восточно-Африканское поднятие), а также грабенов (Красное море, Байкал и др.).

4. Принципиально важным геофизическим результатом работы является установление общности механизма действия двух противоположных процессов: разогревания внутренней мезосферы и охлаждения внешней оболочки, исследованных методами физического моделирования. В обоих случаях реализуется одна и та же физическая картина: давление внутри мезосферы увеличивается, а оболочка оказывается в условиях растяжения, разрушаясь однотипным образом. На рисунке приведены блочные структуры во внешнем слое оболочки, которые возникают в указанных противоположных случаях. Этот результат позволяет объединить две основные концепции (гипотезы контракции и расширения внутреннего объема), которые казались взаимно исключающими на протяжении всей истории наук о Земле. В рамках предлагаемой модели разрешаются также противоречия и между другими гипотезами и концепциями, которые были выдвинуты в ходе исторического изучения нашей планеты (плюмтектоника и горизонтальная расслоенность литосферы, вертикализм и горизонтализм, фиксизм и мобилизм) – все они как бы включаются в качестве составных частей в общую модель, обретая при этом более глубокое физическое содержание и взаимную совместимость.

5. Раскрытие процесса охлаждения Земли с поверхности как активно-го фактора тектогенеза позволило понять многие феномены земной коры и литосферы: наличие повсеместных напряжений сжатия верхних слоев коры, структуры сейсмоактивных зон и многообразие типов очагов землетрясений, механизмы формирования характерных структурных элементов коры: региональных (прогибов, поднятий, складчатых зон и т.п.) и глобальных (асимметрии планеты, континентов, океанов, океанических хребтов и глобальных рифтовых структур). Наконец, появилось новое представление о природе слоев пониженных скоростей и всей астеносферы, подстилающей литосферу, – все это внутренние слои вещества, охлаждающиеся (затвердевающие) в «стесненных» условиях и потому имеющих внутренние растягивающие термонапряжения.

6. Модель прошла первую стадию сопоставления с натурными данными и показала свою совместимость с ними. Это подтверждает право такой модели на существование без какого-либо прямого ее обоснования – в этом и состоит сущность научного метода исследований. Предстоит вторая стадия – анализ всего богатства геознаний, как бы рассмотрение всей геологической истории Земли на основе модельных представлений о нашей планете как о космической конструкции. Эта работа может быть выполнена только объединенными усилиями ученых разных геoinститутов. Настоящая работа приглашает их к сотрудничеству ради достижения единого представления о Земле и объединения всех знаний, накопленных за долгую историю ее изучения.

Литература

1. Ромашов А.Н., Цыганков С.С. В поисках обобщающей геотектонической концепции // Геотектоника. 1996. № 4. С. 3–12.

**С.В. Руженцев¹, Н.Б. Кузнецов¹, Ю.В. Карякин¹,
В.А. Аристов¹, Д.А. Глушаков¹, Н.С. Дорохов², М.М. Степанова³**

«Фациальные» покровы в структуре Южного Урала

В глубинной структуре Южного Урала сейсмические материалы (профиль URSEIS-95 и др.) позволяют выделить ряд отражающих горизонтов, а также систему локализованных зон потери корреляции, интерпретируемых, соответственно, как разделы основных вещественных комплексов и разломы, ограничивающие крупные тектонические блоки (зоны). В частности, для западного склона Южного Урала выделяются Сакмарско-Зилаирская и Уралтауская зоны, с соответственно синформным и антиформным поведением отражающих площадок. На восточном склоне выделяются Присакмарско-Вознесенская и Магнитогорская зоны. Их западным ограничением служит система четких отражателей, погружающихся к востоку до глубины в 30 км, которая соответствует Уральскому гравитационному максимуму и выражена на поверхности поясом базит-гипербазитовых массивов. Использование сейсмических материалов и данных по потенциальным геофизическим полям дает возможность детализировать строение коры этого региона, а устанавливаемое по этим материалам резкое различие физических параметров коры перечисленных зон указывает на различия в их строении. Комплексное использование геофизических данных и данных «поверхностной»

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

² Институт геологии (ИГ) КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия.

³ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия.

геологии позволяет расшифровать структуру этого района, характеризующегося крайне сложным покровно-складчатым строением.

В области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала располагаются разделенные зоной поднятия Уралтау Сакмарская (южная часть Сакмарско-Зилаирской зоны) и Присакмарско-Вознесенская зоны. Первая представляет собой аллохтонную массу, шарьированную на край платформы, вторая рассматривается как её корневая зона.

В структурном отношении **Сакмарская зона** представляет собой синформу, выполненную серией «фациальных» тектонических покровов, образованных разными в формационном отношении отложениями (O-D). Последние характеризуются преобладанием определенного типа пород и в палеотектоническом смысле соответствуют конкретным структурно-формационным комплексам (палеозонам).

Сакмарский комплекс – в основании его разреза залегают песчаники, щелочные базальты, риолиты (O_{1-a}) – рифтогенные образования, маркирующие начало становления Сакмарского прогиба. Выше следуют туфосилициты, кремни (O_{2-3}), кремни, глинисто-кремнистые и углеродисто-кремнистые сланцы (S_1-D_{1e}). Указанные отложения представляют собой батиальную серию, сформировавшуюся вдоль континентального склона и подножья Восточно-Европейского континента.

Сугралинский комплекс – вулканогенные и вулканогенно-кремнистые образования, с которыми связана основная масса офиолитов. Он включает толеитовые базальты с многочисленными прослоями туфосилицитов и фтанитов, реже, яшм (баулуская, сугралинская, блявинская свиты, O_{1a-S_2}). Выше залегают вулканогенно-яшмовая толща (утягуловская или ишмуратовская свита, D_{1-3}). В основном это дифференцированные известково-щелочные (местами с щелочным уклоном) вулканы, намечающие время формирования островодужной серии в пределах Сакмарского прогиба. Почти непрерывной полосой они прослеживаются вдоль долины р.Сакмары (от дер. Большое Чураево до г. Кувандыка) и далее к югу вплоть до долины р. Урал (бассейн рек Чебакла и Казачья Вязовка). Характерной особенностью свиты является появление в ее разрезе как минимум уже на эйфельском уровне горизонтов глыбовых микститов.

Губерлинско-Косистекский комплекс включает две толщи. Нижняя (губерлинская свита, O-S) представлена разнообразными вулканидами, эпикластами, кремнистыми туффитами. Верхняя (косистекская свита, D) залегают несогласно на нижней толще. В основании разреза здесь расположен горизонт яшм и глинисто-кремнистых сланцев ($10-15 м, D_{1e}$), выше которого с постепенным переходом следуют пестроцветные кислые эпикласты, граувакки, туфы, местами с горизонтами эдафогенных микститов.

На всей территории зоны широко распространены олистостромовые (микситовые) образования (шандинская, акчуринская, херсонковская свиты). Они слагают более или менее мощные «приклады» между по-

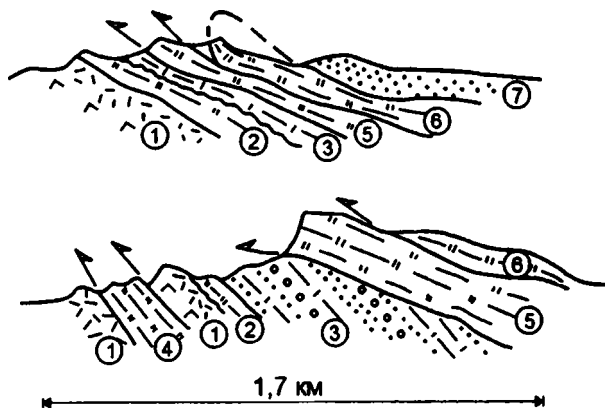
кровами, содержат олистолиты всех перечисленных комплексов, а также экзотические глыбы (метаморфические породы, кембрийские известняки и т.д.) и имеют, по видимому, в основном эмско-позднедевонский возраст.

Особое место в структуре Сакмарской зоны занимают пестроцветные кремни с а р б а й с к о й свиты (D_{1b2} – D_{3fr}), переходящие вверх по разрезу в зилаирские граувакки (D_{3fm} – C_1). Они образуют верхний покровный элемент, а фрагменты сарбайских кремней широко представлены в девонских микститах.

Присакмарско–Вознесенская зона включает две подзоны. В основании з а п а д н о й расположены офиолиты, маркирующие Уральский гравитационный максимум. На них местами тектонически, местами трансгрессивно (обнажения по левобережью реки Дергамыш между деревнями Федоровка и Байгускарово) залегают базальты, риолиты и их эпикласты, туфы ($O(?)$ – D_1). Отличительной особенностью строения этой зоны является присутствие многочисленных мощных микститовых горизонтов с глыбами гипербазитов, габбро, базальтов, риолитов и их туфов и туфосилицитов. Восточнее вскрытая нижняя часть разреза подзоны представлена базальт-риолитовыми вулканитами, выделяемыми как баймак-бурибаевская свита (D_1). В районе гор Актау они трансгрессивно перекрыты горизонтом яшм и кремнистых алевролитов (20 м, D_{1e2}), переходящих вверх по разрезу в толщу пестроцветных туффитов, эпикластов, граувакк и эдафогенных микститов актауской свиты (D_2). В возрастном и формационном отношении последняя аналогична косистекской свите Сакмарской зоны.

В структурном отношении западная подзона представляет собой мощную пластину, «взброшенную» на восточное крыло Уралтау. Плоскость сместителя, как уже отмечалось, хорошо выражена на сейсмических профилях и маркируется Уральским гравитационным максимумом, к которому приурочены выходы наиболее крупных базит-гипербазитовых массивов Южного Урала. Структурная позиция, состав и возраст отложений западной подзоны позволяют рассматривать ее как корневой элемент Губерлинско-Косистекского аллохтона.

Разрез в о с т о ч н о й п о д з о н ы также начинается с офиолитов, включая базальты с прослоями и линзами фтанитов и известняков (O – S). Выше следует кремнисто-сланцевая серия (S_2 – D_{1f}) и кремни (D). Последние представлены радиоляритами (в том числе яшмами и фтанитоидами), туфосилицитами, охарактеризованными конодонтами верхнего лохкова, прагия, эмса, эйфеля, живета, франа, нижнего фамена (зоны *triangularis* и *crepida*) и переходящими в зилаирские граувакки (D_{3fm} – C_1). Кремнистая толща девона сорвана с вулканогенно-осадочного основания и шарьирована в пределы западной подзоны, где образует систему тектонических пластин (рисунок). Структурное расслоение кремнистой толщи происходило на трех уровнях: в подошве верхнего лохкова, на эйфельском уровне и в основании франа. Эйфельский и особенно под-



Геологические профили через горы Актау

1 – базальты, риолиты, туфы, эпикласты (баймак-бурбаевская свита, $S^?-D_1$); 2 – яшмы, кремнистые алевролиты (D_{2e1} – зона *Patulus*); 3 – туффиты, эпикласты, граувакки, микститы (актауская свита, D_2); 4 – кремни (D_2 – зона *Partitus*), 5 – кремни (D_2 – зона *costatus-australius*); 6 – кремни (аналоги мукасовского горизонта, D_3fr); 7 – граувакки (зилаирская свита, $D_3fm-C_{1t}(?)$)

франский уровни маркируются горизонтами микститов (разрезы по р. Сакмару у деревни Нигматово и др.). Сравнение и сопоставление возраста ($D_{1l2}-D_3$), особенностей строения, состава и структурной позиции кремнистой серии восточной подзоны Присакмарско-Вознесенской зоны с сарбайскими кремнями Сакмарской зоны позволяют говорить об их очевидном сходстве. На этом основании делается вывод об изначальных структурных связях кремнистых пластин восточной подзоны с Сарбаевским аллохтоном, для которого первые рассматриваются как корневые элементы.

Таким образом, на Южном Урале, для области перехода Восточно-Европейский континент – Палеоурал выделяется следующая система аллохтонных элементов (снизу-вверх): Сакмарский, Сугралинский, Губерлинско-Косистекский и Сарбаевский. Первые два распространены только в Сакмарской зоне Западного Урала и не имеют аналогов в пределах восточного склона; западная подзона Присакмарско-Вознесенской зоны рассматриваются нами как корневая для Губерлинско-Косистекского, а восточная – Сарбаевского аллохтонов. Отложения сакмарского типа накапливались вдоль подножья Восточно-Европейского континента, сугралинского – в пределах осевой части Сакмарского прогиба, который с востока ограничивался Уралтауским поднятием. Не вполне ясна геодинамическая обстановка формирования отложений Губерлинско-Кости-текского комплекса и его аналогов (актауская свита) в пределах западной подзоны Присакмарско-Вознесенской зоны. Сарбаевская кремнистая серия и ее аналоги, распространенные в восточной подзоне Присакмарско-Вознесенской зоны,

формировались в глубоководном прогибе, который располагался вдоль западного (современные координаты) склона Ирландской островной дуги (Магнитогорская зона).

Процесс структурного совмещения перечисленных комплексов начинался уже в раннем девоне, главным образом в результате надвигания сугралинских толщ на сакмарские (начало формирования аккреционной призмы вдоль фронта островной дуги). В дальнейшем этот процесс шел по нарастающей и достиг своего максимума в позднем девоне и, возможно, раннем карбоне, когда в Сакмарской зоне возникла мощная серия полимиктовых микститов, а в Присакмарско-Вознесенской – началось структурное расслоение кремнистой толщи с образованием соответствующих микститов. Тектоническое сдвигание сформировавшегося в девоне пакета тектонических пластин произошло уже в среднем карбоне, вследствие чего офиолиты, вулканогенные и вулканогенно-осадочные серии ордовика, силура и нижнего девона были надвинуты на зилаирские граувакки. В современной структуре Южного Урала тектонические их останцы сохранились в Блявинской (Медногорской) и Утягуловской мульдах, подчеркивающих общую синформную структуру Сакмарской зоны.

Исследования проводятся в рамках проекта РФФИ (№ 00-05-64104)

Б.П. Рыжий, Н.И. Начапкин

Институт геофизики УрО РАН, Москва, Россия.

О связи внутриплитной сейсмичности Африки с аномалиями гравитационного поля

Выполнен анализ связи внутриплитных землетрясений африканского континента с аномалиями гравитационного поля в редукции Буге. В качестве исходных данных использовались каталог землетрясений и цифровая карта поля Δg . Каталог содержит географические координаты эпицентров и магнитуд 8027 землетрясений, зафиксированных на континенте и прилегающих океанических областях за период с 1904 по 1988 гг. Значения гравитационного поля заданы в узлах сетки полигона с географическими координатами $24^{\circ}5$ з.д., $69^{\circ}5$ в.д., $49^{\circ}5$ ю.ш., $39^{\circ}5$ с.ш. с шагом 1° .

Для изучения внутриплитной сейсмичности из каталога были выбраны параметры 6408 землетрясений, которые произошли в области ограниченной береговой линией. Из рассмотрения были исключены землетрясения, зафиксированные в зоне сочленения континента с Аравийской плитой. На основе цифровой карты для каждого эпицентра землетрясения вычислялось значение аномалии Буге. Распределение эпицентров землетрясений магнитуды m в зависимости от интенсивности гравитационного поля Δg представлено в таблице.

№ п./п	Поле Δg в мГл	Количество землетрясений магнитуды m					
		$m < 3$	$3 \leq m < 4$	$4 \leq m < 5$	$5 \leq m < 6$	$6 \leq m < 7$	$7 \leq m$
1	$-220 \leq \Delta g < -200$	0	0	6	2	2	0
2	$-200 - " - -180$	0	3	4	1	1	0
3	$-180 - " - -160$	2	69	54	7	2	1
4	$-160 - " - -140$	59	470	169	20	4	1
5	$-140 - " - -120$	341	2323	411	54	6	0
6	$-120 - " - -100$	545	687	108	13	4	0
7	$-100 - " - -80$	80	163	43	6	2	0
8	$-80 - " - -60$	41	86	26	7	2	0
9	$-60 - " - -40$	81	184	35	12	2	0
10	$-40 - " - -20$	49	114	39	4	3	1
11	$-20 - " - 0$	8	32	7	1	1	0
12	$0 - " - -20$	1	2	3	0	0	0
13	$20 - " - -40$	0	2	2	0	0	0
Всего:		1207	4135	907	127	29	3

Результаты статистического анализа, приведенного в таблице, свидетельствуют о том, что практически все землетрясения приурочены к областям с отрицательными значениями гравитационного поля. При этом в областях со значениями поля $-160 \text{ мГл} \leq \Delta g < -100 \text{ мГл}$ произошло 80% всех землетрясений. Следует отметить, что среднее значение поля для рассматриваемой территории Африки составляет -70 мГл . В связи с этим можно сделать вывод о связи внутриплитных землетрясений на африканском континенте преимущественно со структурными комплексами земной коры пониженной плотности. Эти результаты находятся в согласии с гипотезой одного из авторов (Рыжий Б.П.) о связи гипоцентров внутриплитных землетрясений на территории России с отрицательными значениями гравитационного поля и пониженным содержанием кремнезема в земной коре.

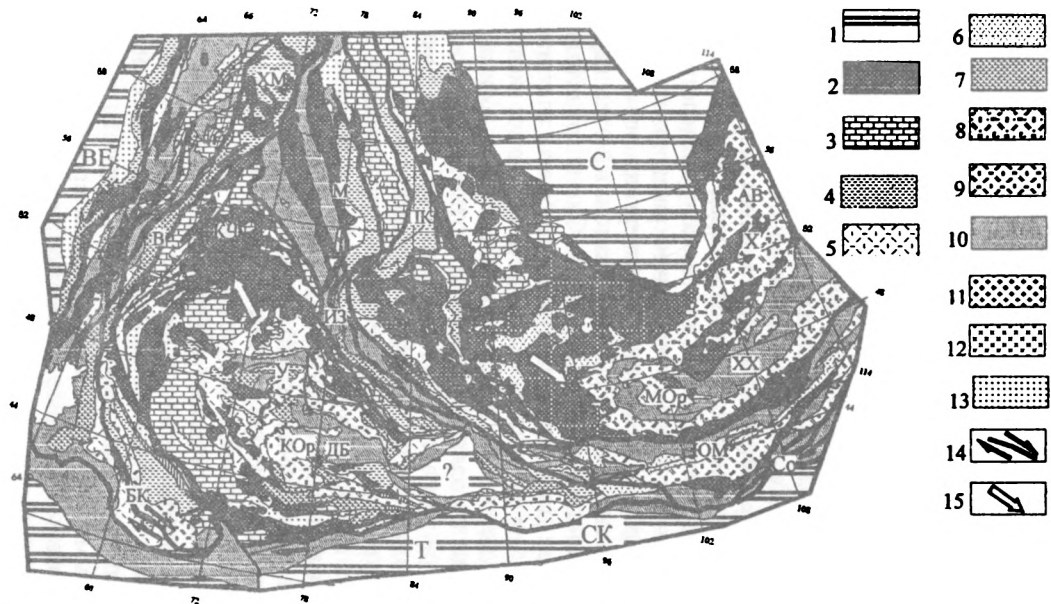
Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 00-05-65067.

А.В. Рязанцев

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

Послепалеозойские дислокации и основные структуры Урало-Монгольского пояса

Урало-Монгольский пояс (УМП) представлен преимущественно комплексами палеозойских активных окраин, расположенных между коллидировавшими в позднем палеозое, а на востоке – в мезозое, платформами – Сибирской (С), Восточно-Европейской (ВЕ), Сино-Корейской (СК) и Таримской (Т) (рисунк). Сходство палеозойских комплек-



Структуры среднего и верхнего палеозоя Урало-Монгольского пояса

1 – кратоны и массивы; 2 – каледонские и докаледонские комплексы; 3 – средне-позднепалеозойские платформенные чехлы; 4 – среднепалеозойские задуговые прогибы; 5–9 – вулканические пояса: 5 – (силурийские)-ранне-среднедевонские, 6 – девонские нерасчлененные, 7 – средне-позднедевонские и раннекаменноугольные, 8 – средне- и позднепалеозойские, нерасчлененные, 9 – позднепалеозойские; 10 – преддуговые флишевые прогибы и аккреционные призмы; 11–12 – плутоны: 11 – средне-позднепалеозойские, 12 – мезозойские; 13 – флиш и молассы; 14 – крупные сдвиги; 15 – векторы относительного смещения замыканий ороклинов

сов и общие закономерности развития большей части структур УМП позволяют считать, что они формировались в составе единой окраины Сибирского кратона, а вместе с другими элементами УМП – на окраине единого палеокеана. На границах УМП с другими кратонами происходит тектоническое смешение с комплексами, характеризующими окраины этих кратонов. В структуре УМП большая роль принадлежит докембрийским, в том числе байкальским, блокам, которые являются фундаментом активной окраины, или представляют собой пассивные блоки приложенные к ней на разных стадиях развития. Наиболее молодыми доколлизийными образованиями в Уральско-Южно-Тянь-Шаньской области являются кремнисто-базальтовые и островодужные комплексы C_1 [7, 10], в Южной Джунгарии – комплексы вулканической дуги и аккреционной призмы C_2 [14], на юге Монголии – аллохтоны Солонкерской (С) зоны с островодужными вулканитами и офиолитами P_1 [3], в Хилокской (Х) зоне Забайкалья – комплексы активной окраины Андийского типа P_2 - J_1 возраста [4]. После коллизии, начиная со C_2 на западе [10], в позднем палеозое – раннем мезозое [3] и перед J_2 [4] на востоке УМП развиваются вулканоплутонические пояса, конформные предшествующим надсубдукционным поясам, что можно расценивать как сохраняющуюся геодинамическую тенденцию (конвергентность) с пододвижением плит. В восточных зонах Урала коллизийный этап характеризуют толщи известково-щелочных вулканитов $C_{2,3}$ и гранитоидные плутоны P_1 [10]. В Южной Джунгарии лавы и игнимбриты трахириолитов имеют P_2 - T_1 возраст, им синхронны вулканогенные комплексы рифтов, осложняющих вулканические пояса Монголии [3] и Хангайский плутон [13]. В Забайкалье к коллизийному этапу относятся молассы и толщи с вулканитами $J_{2,3}$ возраста [4]. Анализ структурного рисунка УМП, в том числе коллизийных структур – вулканоплутонических поясов, зон смятия, сатур и др.: сближение в Монголо-Охотской части элементов, отражающих коллизию в позднем палеозое и мезозое свидетельствуют о масштабных деформациях и горизонтальных перемещениях в постколлизийную (мезозой–кайнозой) стадию.

Коллизийный ансамбль структур в плане представлен формами, типичными для тектоники латерального перемещения. Это горизонтальные сжатые складки – Казахстанский (КОр) и Монгольский (МОр) ороклины, образование которых происходило при воздействии индентора – Сибирского кратона, с движением материала из наиболее пережатых областей, при удлинении исходных структур. Ороклины расчленяются крупноамплитудными сдвигами. Казахстанский ороклин маркируется вулканическими поясами, которые описывают петлю вокруг аккреционных комплексов Джунгаро-Балхашской области (ДБ). Юго-Западный сегмент ороклина через Китайскую Джунгарию прослеживается к восточному окончанию Китайского Тянь-Шаня. Восточнее от этого сегмента отчленена Южно-Монгольская (ЮОМ) складчатая система. Крылья ороклина осложнены сдвигами и крутыми изгибами. На севере Джунга-

рии структуры испытывают крутой разворот и, нарушаясь сдвигами, протягиваются на северо-запад в хребтах Чингиз и Тарбагатай и в Иртыш-Зайсанской складчатой области (ИЗ) в Западную Сибирь. Фрагменты развернутого Юго-Западного сегмента представляют Бельтау-Кураминский (БК) и Валерьяновский (В) пояса.

Монгольский ороклин образован девонско-позднепалеозойскими и, отчасти, мезозойскими вулканоплутоническими поясами, облекающими Хангай-Хентейскую (ХХ) зону с аккреционными и флишевыми комплексами. На северо-восточном продолжении пояса представлены в Забайкалье Хилокской зоной [4] и Ангаро-Витимским батолитом (АВ)[13].

Пространство между ороклинами занимают структуры Алтае-Саянской области и фундамента Западной Сибири. К числу элементов ее структуры, важных для сравнения палеозоид Казахстана и Алтае-Саянской области по сходству многих признаков, относятся сопряженные Межевский вал (М) и Нюрольский прогиб. В Алтае-Саянской складчатой области комплексы палеозойской активной окраины распространены в сегментах, в которых крупные сдвиги сближают пояса вулканитов с тыловыми структурами. В последних преобладают карбонатные породы (O_3-D_1), что делает сходными эти структуры с чехлами платформ. Возможно, чехол перекрывает причлененный к окраине пассивный блок [2]. Южно-Алтайский сегмент находит продолжение в Западной Сибири (Нарымско-Колпашевская впадина, Пыль-Караминская зона (ПК) и др.) [12].

Ороклины, в которые смяты ранние коллизионные структуры, нарушены разломами, среди последних отчетливо видна система правосторонних сдвигов, фиксирующих отставание внешних по отношению к Сибирскому кратону структур. Сдвигами оторван Ханты-Мансийский массив (ХМ) от Кокчетавского (КЧ) и, в этой же полосе элементы Бельтау-Кураминского пояса оторваны от палеозоид Срединного Тянь-Шаня. Об амплитудах сдвигов, составляющих сотни километров, можно судить и по относительному расположению замыканий Монгольского и Казахстанского ороклинов. Структуры сопутствующего сдвигам растяжения наиболее масштабны в Западной Сибири и депрессии Карского моря с грабенами, заполненными продуктами ранне-мезозойского вулканизма, впадинами чехла, областями «безграничной» коры. Возраст деформированных комплексов фундамента, время заполнения приразломных прогибов чехла и грабенов, а так же сближение зон позднепалеозойской и мезозойской коллизии позволяют считать, что ранние коллизионные структуры УМП значительно деформировались юрское и более позднее время.

Общины закономерностями глубинного строения УМП, в частности, глубины залегания поверхности Мохо (М) являются связи с событиями, проходившими последние 30 млн лет [5]. В первую очередь это проявлено в горных сейсмоактивных регионах погружением М до глубины 50–60 км. В восточных частях УМП происходит воздымание М в сторону Тихоокеанской окраины [6]. Вне сейсмоактивных горных цепей в

морфологии М также отражены, в основном, современные формы рельефа и молодые структуры верхних частей коры. Поднятиями М характеризуются Западная Сибирь (34–42 км с градиентами), Чу-Сарысуйская, Сырдарьинская, Тургайская, Балхашская впадины (35–45 км) [1, 6, 9]. Поднятия и прогибы М нарушаются разномасштабными линейными зонами, выраженными как разломы. Эти зоны совпадают с крупноамплитудными сдвигами. Сдвиг, отчленивший Хантымансийский массив от Кочетавского, протягивается на юг через Денисовскую зону и далее под Тургай-Кошмурунским грабеном, где на геотраверсе «Батолит» ему соответствует вертикальная зона, проходящая из коры в верхнюю мантию, которая с запада оперяется полого падающими от Мугуджар зонами [1]. Сдвиг, отделяющий Казахстанский орокладин от Монгольского и Алтае-Саянской области, в Западной Сибири приурочен к широкой полосе в междуречье Оби и Иртыша, в которой М залегает наименее глубоко и где протягиваются несколько офиолитовых зон [8, 12]. На продолжении этого сдвига в Иртыш-Зайсанской зоне (ИЗ) до глубины 100 км устанавливается разлом, падающий под структуры Алтая [1]. Продолжение разлома в Монголии (Главный Монгольский разлом) характеризуется как одна из главных зон сейсмоактивности [11].

Из структур, которые не связаны с неотектоникой, можно отметить Успенскую зону (У) Северного Прибалхашья, для которой характерно обширное погружение М до глубины 52–53 км, совпадающее с гравитационным минимумом [9]. Эти аномалии принято связывать с позднепалеозойской гранитизацией. В отличие от других гранитизированных структур Казахстана, не выраженных в морфологии М, эта отличается перескоком вулканического фронта активной окраины перед поздним девоню на 120–150 км. Возможно, аномалия связана с процессом, или объектом, послужившим причиной перескока.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 000564104, 000564513 и 000790277).

Литература

1. Антоненко А.Н., Любецкий В.Н. Земная кора и тектоносфера Казахстана // Геология Казахстана, 1995. №5–6. С. 3–10.
2. Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1998. 44 с.
3. Геологические формации Монголии. М.: Шаг, 1995. 177 с.
4. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области // Отечественная геология. 1997. №10. С. 37–44.
5. Кожешникова В.М., Зорин Ю.А. Распределение скоростей волн S в коре и верхней мантии Азиатского континента // Физика Земли. 1997. №7. С. 61–68.
6. Кунин Н.Я., Потаньев С.В., Шейх-Заде Э.Р. Основные морфоструктуры поверхности верхней мантии Азиатского континента // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 5. С. 34–43.
7. Куренков С.А., Аристов В.А. О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана // Геотектоника. 1995. № 6. С. 22–31.
8. Песковский И.Д. Строение и общие закономерности развития литосферы Западной Сибири // Глубинное строение и структурно-формационные зоны Западной Сибири. Тюмень: ЗапсибНИГНИ, 1986. С. 3–35.

9. Попов А.А. Основные черты строения земной коры Казахстана // Региональная геология и геофизика Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1987. С. 32–43.
10. Лучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
11. Солоненко В. П. Сейсмология, геофизические поля Монголо-Охотского пояса и проблемы прогноза землетрясений // Геология и геофизика. 1986. №2 (314). С.25–34.
12. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
13. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б, Сальникова Е.Б. Ангаро-Витим-ский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. №5. С. 18–32.
14. Wang Baoyu , Li Qiang , Liu Jianbing Geology and tectonics of the West Tianshan mountains along Dushazi-Kuqa highway // 30-th IGC. Field trip guide T364. CD-ROM. 1996. Geological Publishing House. 22 p.

А.Д. Савко¹, А.В. Родыгин², Л.Т. Шевырев¹

Прогнозируемые кимберлитовые подрайоны Воронежской антеклизы по геофизическим и геологическим данным

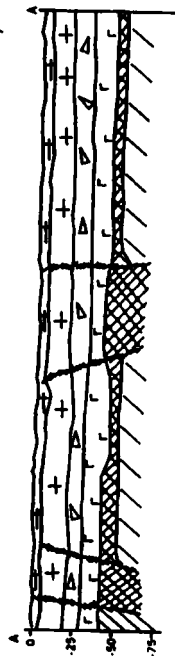
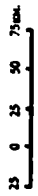
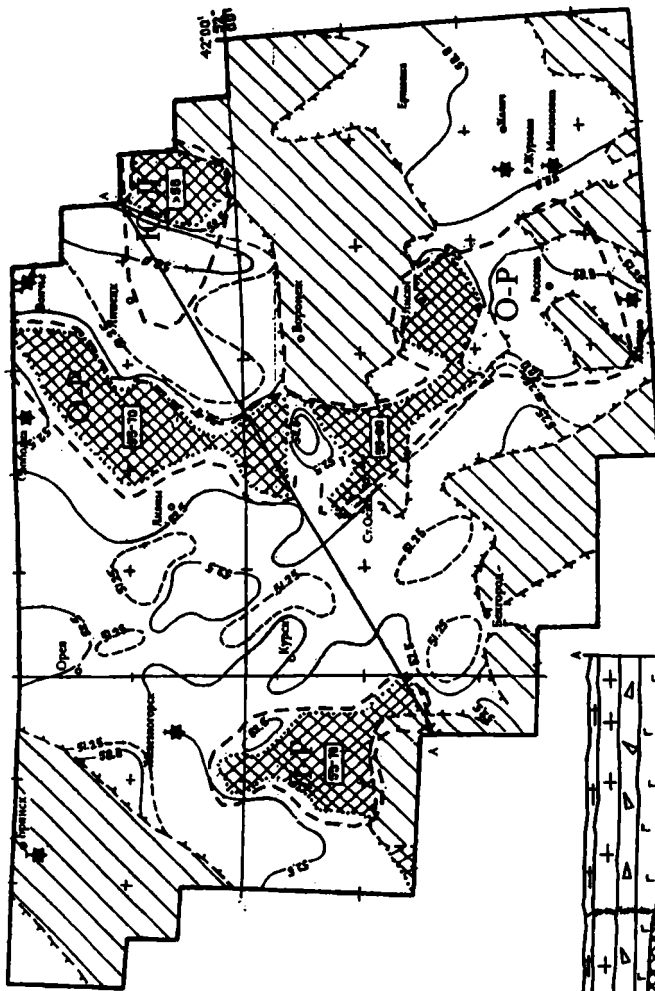
Исследования алмазности осадочного чехла имеют сорокалетнюю историю. У истоков их стояли известные геологи В.О.Ружицкий, С.П.Молотков, М.С.Точилин, И.Н.Быков, Ю.А.Полканов, В.А.Канцеров и другие. В течении этого времени были открыты многочисленные проявления алмаза и его генетических высокобарических спутников, что позволило обосновать присутствие в недрах высокоалмазных тел.

В аптских алевритах Липецкой области (Волчинская россыпь) в пробе объемом всего 0,3 м³ Ю.А.Полкановым и Н.Ф.Кошкаровым встречено 241 зерно алмаза 0,15–0,25 мм, до 0.34 мм, средним весом 10 мг, содержанием 0,0268 карата/м³. 19% алмазов чистой воды.

1985 г. всю территорию платформы охватила карта алмазности масштаба 1:1500000 (Б.И. Прокопчук и др.), на которой Воронежская антеклиза относилась к Юго-Западной алмазносной субпровинции. В 1986 г. В.П. Дмитриевым (ГУЦР) была составлена карта алмазности на всю территорию деятельности управления. В 1990 г. ВСЕГЕИ и ЦНИГРИ провели минерагеническое районирование платформы на алмазы в масштабе 1:5000000. В 1994 г. ЦРГЦ [1] осуществил подсчет прогнозных ресурсов по категории Р₃ для 8 прогнозируемых кимберлитовых районов, из которых на территории антеклизы находились пять (Кимовский, Брянский, Павловский, Тамбовский, Курский). При этом предполагались месторождения не только кимберлитовых алмазов, но и метаморфогенных, аналогичных кокчетавским Северного Казахстана. Последний регион предлагался как эталонный для “Центрально-Воро-

¹ Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия.

² ГПП Воронежгеология² Воронеж, Россия.



← **Рис. 1.** Прогнозируемые кимберлитовые подрайоны Воронежской антеклизы (кимберлитового района) и некоторые особенности глубинного строения. С использованием глубинной сейсмоплотностной модели земной коры и верхней мантии Н.С.Афанасьева и И.И.Кривцова. Геофизический разрез по линии А–А (к рис. 1), иллюстрирующий строение глубинных горизонтов коры Воронежской антеклизы.

1 – участки коры с максимальной мощностью “переходного” слоя; 2 – то же, “переходный” слой отсутствует; 3 – “гранитный” слой-I; 4 – “гранитный” слой-II; 5 – “диоритовый” слой; 6 – “метабазитовый” слой; 7 – граница зон отсутствия “переходного” слоя; 8 – изолинии подошвы “переходного” слоя, км; 9 – углы листов карты м-ба 1:200000; 10 – находки алмаза, высокобарических минералов, признаки эксплозий фанерозоя в осадочном чехле; 11 – прогнозируемые кимберлитовые подрайоны, в т.ч. Олымско-Россошанский (О-Р), Льговский (Лг), Южно-Липецкий (ЮЛ).

нежского прогнозируемого кимберлитового района” антеклизы. Продолжив общетеоретическую дискуссию, М.В. Михайлов и др. [2] отнесли Воронежскую антеклизу к Южно-Русской кимберлитовой субпровинции (Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, Воронежская, Украинская антеклизы), в состав которой вошла Воронежская кимберлитовая область с районами Жлобинским, Минским, Воронежским (Павловским). В Воронежском районе различались на площади Павловского поднятия прогнозируемое кимберлитовое поле, а в пределах последнего – Павловский и Осетровский участки, которым могли соответствовать “кусты кимберлитовых тел”. Исследователями отмечается наибольшая вероятность принадлежности последних позднедевонской минерагенической эпохе, хотя не исключается обнаружение рифейских и мезозойских диатрем.

Если внимательно рассмотреть тектоническую позицию выделяемых прогнозируемых площадей, то можно увидеть: практически все они расположены в пределах нижнепротерозойских подвижных поясов, вне древних архейских массивов, которых в регионе несколько. Возможно, несомненное пренебрежение пользующегося значительным признанием “правила Т.N.Clifford” [3] и явилось основанием того, что многолетние поиски коренных источников там так и не привели к успеху. Однако еще в 1993 г. была опубликована работа [4], в которой обращалось внимание исследователей на целый ряд конкретных блоков архейской континентальной коры региона, представляющий алмазописковый интерес: Валуйкинская площадь в 110 км к востоку от Белгорода (6000 км², наиболее перспективная, по мнению этих авторов), Лискинская, Воронежско-Липецкая, Курско-Губкинская, Брянская, Чаплыгинская и Миллеровская. Все участки отвечают зонам сочленения архейских и нижнепротерозойских структур, высокоплотным породам на границе корамантия (скорости продольных сейсмических волн > 8,4 км/с, плотность пород нижней коры 6,9–7,3 км /с), вертикальным высокопроводящим неоднородностям, повышенным плотностям линеаментов, пересечениям зон разрывов разного порядка. Использование трех последних признаков, связанных с разрывными нарушениями при прогнозных построени-

ях на алмазы, вещь достаточно спорная. Вряд ли в пределах соответствующих площадей, раздробленные на мельчайшие блоки, могли возникнуть условия для достижения воздымающимися кимберлитовыми колоннами земной поверхности. Авторы здесь склоняются к мнению В.А.Милашева [5]: лишь *после* обнаружения диатрем можно говорить о какой-то их связи с разрывами, но никак не *раньше*. Главная же мысль авторов [4] о необходимости анализа глубинного строения региона для поисков коренных источников совершенно справедлива и заслуживает развешивания. На рис. 1 и 2 показана делимость земной коры в пределах Воронежской антеклизы, восстановленная благодаря глубинной сейсмоплотностной модели в ее объемном варианте (авторы модели Н.С.Афанасьев и И.И.Кривцов, тема 34-94-51/1, отв. исполнитель В.И.Лосицкий). Одной из особенностей модели является то, что на рубеже коры и мантии впервые выделен промежуточный слой – сложно построенная, достаточно мощная переходная коромантийная зона. За ее счет происходит возрастание мощности коры до 60–70 км. Подобные площади нередко сложены наиболее древними породами обоянской серии (A_1 об), отличаются слабым проявлением процессов тектоно-магматической активизации, выраженной тенденцией оказываться областями размыва в этапы осадконакопления. Площади эти отвечают доминирующим представлениям о тяготении алмазоносных магматитов к участкам развития наиболее мощной архейской (древнее 2,5 млрд лет) коры. Имеются веские основания (фациальный анализ) считать, что именно в их пределах локализованы коренные источники алмаза и его генетических спутников, выявленных в осадочных породах. В этой связи в составе Воронежского района Южно-Русской субпровинции, по [4], выделяются три площади в ранге прогнозируемых кимберлитовых подрайонов (рис. 1, 2): Олымско-Россошанская (О-Р), Льговская (ЛГ), Южно-Липецкая (Ю-Л). В наиболее крупном Олымско-Россошанском подрайоне прогнозируется обнаружение 2–3 полей алмазоносных магматитов.

Литература

1. Геология и ресурсы центра России. Раздел 10. Алмазы. Рег. программа. ЦРГЦ, 1994. 28 с.
2. Глуховский М.З., Моралев В.М., Жаворонкин В.И. Прогнозирование алмазоносных кимберлитов с использованием космических снимков в пределах Воронежского кристаллического массива // Исслед. Земли из Космоса, 1993, №6, с. 84-93.
3. Clifford T.N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // Earth and Planet. Sci. Letters, 1965, v. 1, № 2, p. 298-401.
4. Милашев В.А. Трубки взрыва. Ленинград, 1984. 268 с.
5. Михайлов М.В., Беляев Г.А., Кузьмина Т.С. и др. Перспективы обнаружения на Русской платформе новых среднепалеозойских месторождений алмазов // Рег. геология и металлогения, 2000, № 12. С. 158-177.

Влияние конседиментационных структур на формирование полезных ископаемых (на примере Воронежской антеклизы)

Формирование различных видов минерального сырья определяется рядом факторов, ведущим из которых является тектонический, действующий через рельеф. Для крупной положительной структуры – Воронежской антеклизы, на протяжении фанерозоя испытывающей преимущественно положительное движение, характерен специфический набор полезных ископаемых. Они связаны с корами выветривания, продуктами их переотложения, образованиями континентальных, лагунных и прибрежно-морских фаций. Склоны антеклизы и центральная ее части представляют структуры второго порядка. Тектоническое развитие первых и осадконакопление на них во многом определялось геодинамикой сопряженных отрицательных структур, а наиболее пассивной была центральная часть.

В пределах структур второго порядка выделяются структуры III порядка. Так, для фаменского времени на северо-восточном склоне антеклизы по сгущению и разряжению стратонизогипс установлены три структурных террасы [1] – Рязско-Скопинская, Ефремовско-Мичуринская и Ливенско-Липецкая. Каждая из них представляет выположенную поверхность склона (уклон 1–2,5 м/км), отделенную от соседней террасы более крутыми (3–5 м/км) перепадами (флексурами). Эти террасы определяли в фамене развитие макрофаций.

Южная, Ливенско-Липецкая терраса, сложенная породами задонско-елецкого возраста, с юга ограничена Добринско-Тербунской структурной линией, фиксирующей эрозионно-тектоническую границу фаменского бассейна. Эта терраса представляла область минимального прогибания (0–100 м), и здесь развиты прибрежно-морские терригенно-карбонатные фации с активным и средним гидродинамическими режимами. Терригенный материал поставлялся с юга, где располагалась суша.

Ефремовско-Мичуринская относится к области среднего прогибания (100–200 м), имеет весьма – северо-западного, на востоке – юго-восточного простираения. Терраса определяет положение выделенных здесь фациальных зон мелководного или умеренно-глубоководного моря со спокойным и средним гидродинамическими режимами в раннем и засоленной лагуны в среднем и позднем фамене.

Рязско-Скопинская структурная терраса, приурочена к зоне максимального (свыше 300 м) прогибания дна фаменского бассейна, а ее северное ограничение фиксирует границу с Московской синеклизой. Эта терраса отличается от вышеописанных более простой морфологией, ши-

ротным простираем, четко фиксируется в гравитационном и магнитном полях, и к ней непосредственно приурочены фациальные зоны мелкого моря с переменным гидродинамическим режимом в начале фаменского века и засоленной и солеродной лагун в его середине и конце.

С каждой из структурных террас связаны определенные полезные ископаемые. Для первой характерны строительные, технологические, облицовочные известняки, для второй – металлургические, стекольные, строительные доломиты, для третьей – гипсы и ангидриты. Все эти виды минерального сырья интенсивно разрабатываются.

В пределах структурных террас выделяются локальные структуры IV и V порядков, различные по величине и морфологии: поднятия, прогибы, валы, структурные носы и заливы, тип и пространственное положение которых определялось по картам изопахит. Влияние подобных структур на формирование россыпей рассмотрим на примере территории северо-запада Воронежской антеклизы. Здесь развиты цирконитан-фосфоритовые россыпи. Они тяготеют к тонкозернистым глауконит-кварцевым пескам верхней части нижнекампанского подъяруса, сложенного песчано-алевритовой толщей.

В меловой период северо-западная часть палеозойской Воронежской антеклизы развивалась как часть северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины и представляла собой пологонаклонную на юго-запад моноклираль, осложненную положительными и отрицательными структурами более высоких порядков. Одной из таких структур четвертого порядка является Брянское поднятие, к которому приурочена Унечско-Крапивенская зона россыпей. Мощность продуктивного пласта меняется от 1 до 18 м, и он полого погружается с северо-востока на юго-запад.

Россыпи фосфатов и рудных минералов тяготеют к поднятиям V порядка. На структурной карте выделяются конседиментационные Унечское, Стародубское, более мелкие поднятия и разделяющие их впадины. Анализ содержания фосфатов и выхода тяжелой фракции в нижнекампанских песках показал, что наибольшие содержания полезных компонентов тяготеют к средним и нижним частям поднятий. Следовательно, оптимальные гидродинамические условия для формирования россыпей создаются именно на склонах положительных форм. В депрессиях активность гидродинамического режима недостаточна для россыпеобразования. Верхние части поднятий также неблагоприятны для шлихования тяжелых минералов, возможно, из-за повышенной гидродинамической активности.

Анализ распределения разновозрастных россыпей Воронежской антеклизы по площади показал их приуроченность к пограничным с отрицательными структурами I порядка районам, где выделяются активные структуры более высоких порядков. Так, на северной границе антеклизы с Московской синеклизой расположены Скопинская (юг Рязанской области) и Волчинская аптские циркон-титановые россыпи в мономине-

ральных кварцевых песках. Они приурочены к структурам IV и V порядков в пределах Сухиничи-Труфановско-Скопинской зоны поднятий и впадин, где обнаружены большинство россыпей разных размеров. Формирование их происходило на склоне локальных поднятий [2].

На северо-восточном склоне антеклизы, на ее границе с Рязанско-Саратовским прогибом, расположено самое крупное в регионе цирконитановое Центральное месторождение (Тамбовская область) в глауконит-кварцевых песках альб-сеноманского возраста. Формирование россыпи происходило в нижних частях склонов двух вытянутых в северо-восточном направлении валов и в пологой впадине между ними. По данным Е.Н.Невесского [3], в современных россыпях и россыпях, моделированных в лабораторных условиях, тяжелые минералы концентрируются на склонах и у поднятий штормовых и подводных валов, сложенных песчаными породами, а также на концах аккумулятивных валов и их гребнях.

Россыпи палеоген-неогенового возраста в песках полтавской серии известны на границе Днепровско-Донецкой впадины и Воронежской антеклизы, где повышенные содержания циркон-титановых минералов тяготеют к приподнятым участкам в пределах прибрежной зоны [2]. Одно из россыпных месторождений – Высококоновское, непосредственно связано с Высококоновским поднятием.

Таким образом, основным условием концентрации тяжелых минералов является наличие положительных форм подводного рельефа. В большинстве своем это структуры высоких (4-го и 5-го) порядков в пределах разных склонов Воронежской антеклизы на границах с обрамляющими ее отрицательными структурами 1-го порядка, где наиболее активно проявляются тектонические движения. Они определяют многократные перемены и шлихование песков, что является одним из главных условий накопления тяжелых минералов.

Очень ярко выражено влияние положительных структур на образование залежей желваковых фосфоритов. На Полпинском месторождении Брянской области, расположенном в пределах поднятия IV порядка, в глауконит-кварцевых песках сеномана отмечается три слоя фосфоритов, разделенных вмещающими породами. В наиболее выступающей части поднятия первый (нижний) и второй фосфоритовые слои сливаются. Вероятно, степень гидродинамической активности бассейна была здесь наибольшей по сравнению с таковой на остальной территории месторождения. По направлению к отрицательным структурам слои разубоживаются, расщепляются и фациально замещаются глауконит-кварцевыми песками с желвачками фосфоритов [4]. Мощность фосфатоносной толщи на поднятиях обычно вдвое меньше, чем в сопряженных впадинах. На Подбужском месторождении, расположенном северо-восточнее Полпинского, из-за резкого сокращения мощности сеноманского яруса все три фосфослоя сливаются в один слой.

Анализ связи месторождений осадочного генезиса с конседимента-

ционными структурами разных порядков в пределах антеклизы показывает, что тектонические режимы прошлых эпох определяли характер распределения макро- и микрофаций. При благоприятном сочетании климатических и палеогеографических (наличие источников сноса с полезными компонентами, эвстатические колебания уровней древних морей, типы и объемы органического вещества, развитие кор выветривания) факторов происходило формирование месторождений различных видов минерального сырья.

Литература

- Окороков В.А., Савко А.Д. Литология фаненских отложений Воронежской антеклизы. Воронеж, 1998. 124 с.
- Савко А.Д., Беляев В.И., Иконников Н.Н., Иванов Д.А. Титан-циркониевые россыпи Центрально-Черноземного района. Воронеж, 1995. 148 с.
- Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., 1967. 254 с.
- Савко А.Д., Беляев В.И., Мануковский С.В. Фосфориты Центрально-Черноземного района. Воронеж, 1995. 184 с.

К.А. Савко, М.В. Поскрязова

Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

Метаморфизм раннепротерозойской железистой формации Михайловского железорудного района Курской магнитной аномалии (КМА)

В пределах Михайловского железорудного района КМА развиты нижнепротерозойские метаморфизованные терригенно-осадочные отложения курской серии. Курская серия подразделяется на песчано-сланцевую стойленскую и железорудную коробковскую свиты. В составе коробковской свиты выделяют 4 подсвиты: нижнюю железорудную, междурудную сланцевую, верхнюю железорудную и верхнюю сланцевую.

Образования коробковской свиты представлены темно-серыми, зеленовато-серыми тонкозернистыми железистыми кварцитами полосчатой текстуры, обусловленной чередованием рудных (магнетитовых и гематитовых) и безрудных (кварцевых или силикатных) прослоев.

Интерпретация фазовых равновесий

Система $K_2O-CaO-FeO-MgO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2-O_2$. В добиотитовой субфации [1] широко развиты анкерит и сидерит, характеризующие режим CO_2 при метаморфизме. С ростом температуры начинаются метаморфические преобразования, которые могут развиваться по двум сценариям в зависимости от соотношения активностей CO_2 и H_2O во флюиде [1, 3]. С увеличением степени метаморфизма CO_2 высвобож-

дается в результате реакций гематита и магнетита с карбонатами, например, $3\text{Sd}+0.5\text{O}_2=\text{Mag}+3\text{CO}_2$; $\text{Sd}+\text{Hem}=\text{Mag}+\text{CO}_2$. Высвобождение CO_2 в случае замкнутой системы повышает его активность во флюиде и, соответственно, растет стабильность карбонатов, которые могут существовать вплоть до появления грюнерита, а в щелочных железистых кварцитах вместе с рибекитом и эгирином.

Если же CO_2 уходит из системы, то уже в низкотемпературной части зеленосланцевой фации карбонаты, реагируя с кварцем, гематитом и магнетитом, вытесняются силикатами. Отсутствие в железистой формации низкотемпературных силикатов стильпноелана и миннесотаита и широкое развитие карбонатов свидетельствуют о высокой активности CO_2 во флюиде в пределах добиотитовой субфации.

С ростом температуры и переходом к биотитовой субфации зеленосланцевой фации в породах железистой формации появляется тетраферрианнит за счет ферроселадонита: $\text{Fe-Sld}+\text{O}_2=\text{Fe-Ann}+\text{Qtz}+\text{Mag}$. С дальнейшим повышением температуры возрастает глиноземистость биотитов за счет сужения полей устойчивости микроклина, сидерита и тетраферрианнита $3\text{Sd}+\text{Mkr}+\text{H}_2\text{O}=\text{Bt}+3\text{CO}_2$; $\text{Fe-Ann}+\text{Mkr}=\text{Bt}+\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}$. В железистой формации КМА глиноземистые биотиты впервые установлены в парагенезисе с гранатом, грюнеритом и роговой обманкой. Появление грюнерита происходит в высокотемпературной части зеленосланцевой фации (450–490°C). В ассоциированных с железистыми породами метapelитах оно совпадает с образованием железистого хлоритоида и альмандина, т.е. на границе альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации [1, 2]. Первые, наиболее железистые грюнериты появляются за счет реакции сидерита с кварцем: $\text{Sd}+\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}=\text{Gru}_{\text{Fe}}+\text{CO}_2$.

Роговая обманка в грюнеритовой зоне образуется вместе с грюнеритом за счет реакции: Fe-Ann (или Fe-Sld)+ $\text{Ank}+\text{Qtz}=\text{Hbl}+\text{Gru}+\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$. Если анкерит полностью исчез с образованием грюнерита, то роговая обманка кристаллизуется в результате реакции $\text{Fe-Sld}+\text{Act}=\text{Hbl}+\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}$. Появление актинолита связано с частичным разложением грюнерита и окончательным анкерита: $\text{Gru}+\text{Ank}=\text{Act}+\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$. В грюнеритовой зоне, впервые появляется альмандиновый гранат в результате разложения ферроселадонита с кварцем: $\text{Fe-Sld}+\text{Qtz}=\text{Gru}+\text{Grt}+\text{Bt}+\text{H}_2\text{O}$.

С дальнейшим повышением температуры появляются пироксены – гиперстен и ферросалит. Гиперстен образуется при разложении грюнерита: $\text{Gru}=\text{Opx}+\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}$.

В изученных нами образцах проградные карбонаты отсутствуют, так как грюнерит и гранат за их счет возникли значительно раньше гиперстена, поэтому образование последнего происходит при разложении грюнерита, а не карбонатов или слоистых силикатов. Образование ферросалита происходит при частичном разложении актинолита: $\text{Act}=\text{Cpx}+\text{Gru}+\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}$ и $\text{Act}+\text{Gru}=2\text{Cpx}+5\text{Opx}+2\text{Qtz}+2\text{H}_2\text{O}$.

Система $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{O}_2$. Присутствие рибекита и эгирина в железистой формации КМА, изна-

начально бедной щелочами, подразумевает активизацию метасоматических процессов, в результате которых натрий был привнесен в систему флюидами. Интенсивность щелочного метасоматоза невелика. В железистых кварцитах с эгирином и рибекитом полностью сохраняются все характерные для них текстуры (тонкая полосчатость, плейчатость) и отсутствуют метасоматические тела с массивной или вкрапленной текстурой. В парагенезисе с рибекитом и эгирином присутствуют кварц, магнетит, гематит, ферроселадонит, тетраферрианит, карбонаты – т.е. полностью отсутствуют моно- и биминеральные ассоциации.

В парагенезисах с рибекитом и эгирином, как правило, присутствуют и гематит и магнетит, что свидетельствует о высоких значениях фугитивности кислорода – в области магнетит-гематитового буфера. С дальнейшим повышением температуры, фугитивности кислорода или активности Na^+ образуется эгирин в результате реакций: при повышении температуры – $\text{Rbk}+3\text{Hem}=2\text{Aeg}+3\text{Mag}+4\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}$; при повышении фугитивности кислорода – $2\text{Rbk}+\text{O}_2=4\text{Aeg}+2\text{Mag}+8\text{Qtz}+2\text{H}_2\text{O}$; при повышении активности Na^+ – $\text{Rbk}+4\text{Hem}+23\text{Na}^+=4\text{Aeg}+3\text{Mag}+2\text{H}^+$.

Появление эгирина в породах, затронутых щелочным метасоматозом, не коррелируется с появлением гиперстена в железистых кварцитах. Кристаллизация эгирина в большей мере зависит от возрастания активности Na^+ и $f\text{O}_2$ во флюидной фазе, нежели от температуры. Поэтому в парагенезисах с эгирином могут присутствовать ферроселадонит, карбонаты, тетраферрианит, гематит, характерные для метаморфизма в условиях зеленосланцевой фации.

Физико-химические условия метаморфизма

Ранее при изучении минеральных равновесий в хлоритоидных сланцах, подстилающих изучаемые породы железистой формации, были установлены парагенезисы $\text{Qtz}+\text{Cld}+\text{Grt}+\text{Chl}+\text{Ms}+\text{Bt} \pm \text{And}$, $\text{Qtz}+\text{St}+\text{Cld}+\text{Chl}+\text{Ms} \pm \text{Bt}$ [2]. Прогрессивный P-T тренд метаморфизма, представляющий переход от алмадин-хлорит-хлоритоидной субфации зеленосланцевой фации к ставролит-хлоритоидной субфации ставролитовой фации, ценится по данным геотермометрии и анализу фазовых равновесий как 370–460 °C при давлениях 2–3 кбар.

Система $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{O}_2$. Согласно рассчитанным T- X_{CO_2} диаграммам [5], температура образования грюнерита за счет сидерита с кварцем зависит от активности CO_2 во флюиде. При давлениях 2,5 кбар она составляет чуть менее 400 °C в условиях чисто водного флюида и достигает 500 °C при $X_{\text{CO}_2} = 0,8-0,85$. С дальнейшим увеличением температуры происходит частичное разложение грюнерита с образованием гиперстена в интервале температур 500–560 °C. Гиперстен имеет высокожелезистый состав, встречается редко и только в парагенезисе с грюнеритом, позволяя предполагать, что максимальные температуры метаморфизма железистой формации Михайловского железорудного района не превышали 560–600 °C.

Система $\text{Na}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}_2$. В парагенезисах с рибекитом и эгирином присутствуют и магнетит, и гематит, но не установлен грюнерит. На основании фазовых диаграмм в координатах $\log[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)] - \text{T}^\circ\text{C}$ и $\log(f\text{O}_2) - \text{T}^\circ\text{C}$, рассчитанных для 2,5 кбар [4], можно сделать выводы о значениях этих параметров при метаморфизме железистых пород. Отсутствие грюнерита в парагенезисе с рибекитом дает возможность предполагать, что при 400–500 °С и давлениях 2,5 кбар значения $\log[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)]$ будут выше 5,2–5,3 на магнетит-гематитовом буфере при $a\text{H}_2\text{O}$, близкой к 1,0. Рибекит будет стабилен относительно грюнерита при более высокой фугитивности кислорода. Например, при $\log[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)] = 5,5-6,0$ рибекит стабилен при $\log(f\text{O}_2) = -25$. При высоких значениях фугитивности кислорода, рибекит может быть устойчив и при более низкой активности натрия (значения $\log[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)]$ могут уменьшаться до 5,0). Если в породах присутствовал рибекит, появление эгирина в результате реакции $\text{Rbk} + \text{Hem} = \text{Aeg} + \text{Mag} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ не зависит от активности натрия во флюиде и фугитивности кислорода, и при 2,5 кбар и $a(\text{H}_2\text{O})=1,0$ происходит при 510–520 °С. Эгирин может кристаллизоваться и при более низких температурах (даже ниже 400 °С), но при условии высокой активности Na^+ во флюиде ($\log[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)] > 6,0$).

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов Минобразования РФ (проект №Е00-9.0-2), «Российские университеты» (проект № 990087), Президента РФ (проект № 00-15-99397), РФФИ (проект № 00-05-64522) и ФЦП «Интеграция» (проект № С0007).

Литература

1. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 261 с.
2. Поскрякова М.В. Фазовые равновесия на границе зеленосланцевой и ставролитовой фаций метаморфизма на примере Михайловского рудного района КМА // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 2001. Вып. 11. С. 122–131.
3. Miyano T. Effect of CO_2 on mineralogical differences in some low-grade metamorphic iron formations // *Geochem. J.* 1978. Vol. 12. P. 201–211.
4. Miyano T., Beukes N.J. Mineralogy and petrology of the contact metamorphosed asbestos-bearing Penge iron formation, Eastern Transvaal, South Africa // *J. Petrol.* 1997. Vol. 38, № 5. P. 651–676.
5. Miyano T., Klein C. Fluid behavior and phase relations in the system Fe-Mg-Si-C-O-H: application to high grade metamorphism of iron formations // *Amer. Jour. Sci.* 1986. Vol. 286. P. 540–575.

В.А. Саньков¹, К.Г. Леви¹, А.В. Лухнев¹, А.И. Мирошниченко¹,
А.В. Парфеев¹, Н.А. Радзиминович¹, В.И. Мельникова¹,
Ж. Девершер², Э. Кале², К. Пети-Мариани²,
С. Амаржаргал³, Д. Дельво⁴

Современная геодинамика Монголо-Сибирского подвижного пояса по данным геолого-структурных и инструментальных исследований

Разломно-блоковая неотектоническая структура Монголо-Сибирского подвижного пояса (МСПП) характеризуется сочетанием элементов, формирование которых происходило в различных геодинамических условиях. Они включают в себя взбросы и сдвиги поднятий Тувы и Восточного и Западного Саяна, полуграбены Байкальской рифтовой системы (БРС), сдвиги северного склона Хангая. В то же время, согласно сейсмотектоническим данным и расчетам тензоров тектонических напряжений с использованием механизмов очагов землетрясений (рис. 1), на современном этапе эти структуры представляют собой единую динамическую систему, в которой с юга на север происходит закономерное изменение режимов деформирования земной коры. Сжатие в зоне Болнайского разлома сменяется транспрессивным режимом в зоне Северо-Монгольских рифтовых впадин, Саяно-Тувинском блоке и поднятии Восточного Саяна. Сдвиговый режим деформирования коры господствует в Тункинской впадине и довольно резко сменяется режимом растяжения в Южно-Байкальской впадине.

Результаты исследований современных горизонтальных движений блоков методом GPS-геодезии по данным измерений на станциях глобальной сети (рис. 2а) показывают, что литосферные массы, зажатые между Индо-Австралийской плитой и стабильной северной частью Евразии, западнее сотого меридиана смещаются относительно южной оконечности Сибирского кратона (пункт ИРКТ в г.Иркутске) в север-северо-восточном направлении, а восточнее этого меридиана – в юго-восточном направлении. Детали картины веерообразного “растекания” литосферных масс видны из результатов измерений на Байкальском и Монгольском геодинамических полигонах (рис. 2б). Пункты, расположенные южнее Южно-Байкальской впадины смещаются в широтном направлении, а западнее ее – в юго-восточном. Скорость раздвижения блоков в районе Южно-Байкальской впадины составляет около 4 мм/год. Учитывая данные измерений на постоянном пункте ULA1 в

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

² Geosciences Azur, Франция.

³ Центр астрономии и геофизики АН Монголии, Улан-Батор, Монголия.

⁴ Королевский музей Центральной Африки, Тервюрен, Бельгия.

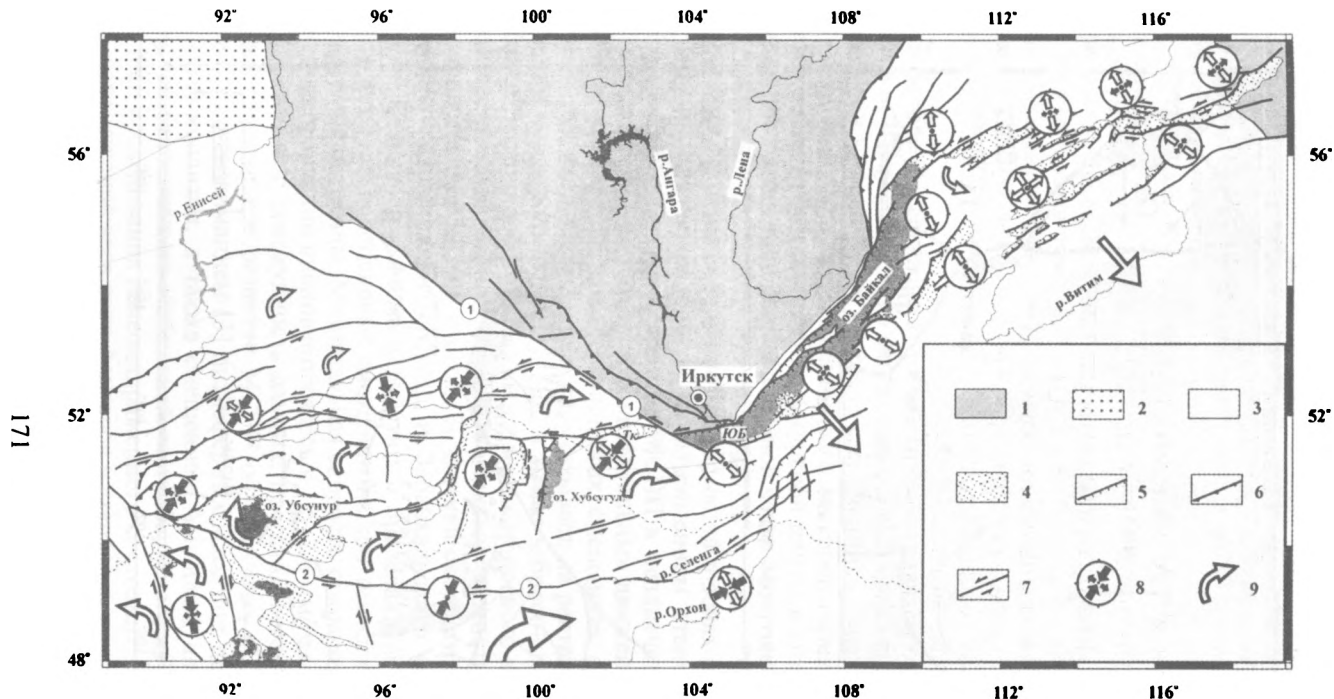


Рис. 1. Тектоническая схема Монголо-Сибирского подвижного пояса.

1 – Сибирская платформа; 2 – Западно-Сибирская плита; 3 – складчатая область; 4 – кайнозойские впадины: ЮБ – Южно-Байкальская, Тк – Тункинская; 5–7 – разломы, активные в позднем кайнозое: 5 – сбросы, 6 – взбросы и надвиги, 7 – сдвиги, цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Главный Саянский, 2 – Болнайский (Хангайский); 8 – тензоры современных тектонических напряжений, рассчитанные по данным о механизмах очагов землетрясений (залитые стрелки соответствуют максимальным сжимающим напряжениям, открытые – минимальным сжимающим напряжениям); 9 – направления и характер движения тектонических блоков.

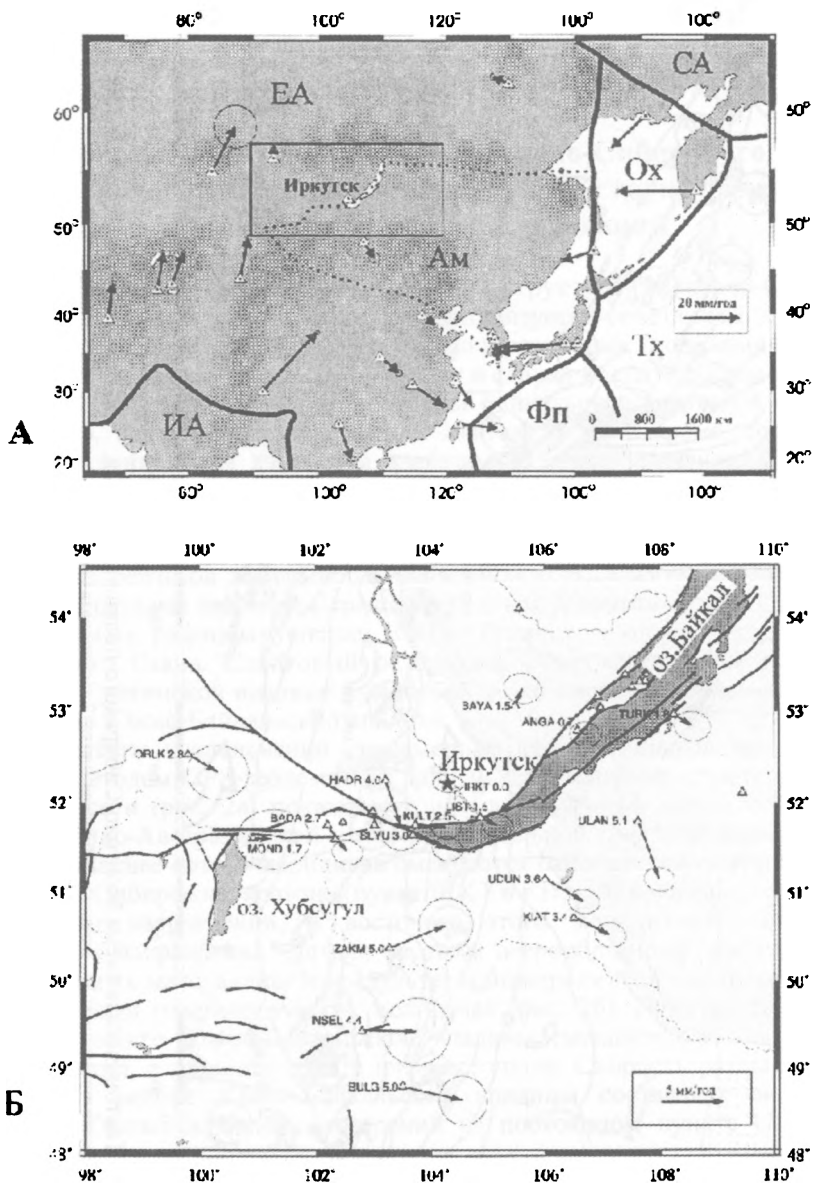


Рис. 2. Современные горизонтальные движения Азии по данным измерений методом спутниковой геодезии.

← Рис. 2 (окончание)

А – поле векторов скоростей горизонтальных движений относительно пункта IRKT по данным сети постоянных станций (использованы расчеты Scripps Orbit and Permanent Array Center (<http://www.sopac.ucsd.edu>) и данные из работы [1] по пункту ULA1). Эллипсами показан 95% доверительный интервал. Толстыми линиями выделены границы литосферных плит (ЕА – Евразийская, ИА – Индо-Австралийская, Фп – Филиппинская, Тх – Тихоокеанская, Ох – Охотоморская, СА – Северо-Американская), пунктиром показаны границы Амурской литосферной микроплиты. Б – поле векторов скоростей горизонтальных движений по данным измерений на Байкальском и Монгольском геодинимических полигонах за период с 1994 по 1999 гг. Звездочкой показан пункт глобальной сети IGS в г.Иркутске, треугольниками – полевые GPS-пункты. Надпись рядом с расположением пункта – аббревиатура его названия и значение скорости смещения относительно пункта IRKT в мм/год. Эллипсами показан 95% доверительный интервал.

г. Улан-Баторе [1], согласно которым он смещается относительно пункта IRKT по азимуту $121 \pm 15^\circ$ со скоростью $6,3 \pm 1,8$ мм/год, можно говорить о тенденции к увеличению скорости смещений блоков с севера на юг от края Сибирского кратона. В целом поле векторов горизонтальных движений отражает общее движение Амурской плиты в юго-восточном направлении и выжимание блоков западной части Монголии с их вращением по часовой стрелке.

Несмотря на временные вариации деформаций в зонах активных разломов, картина смещений блоков на современном этапе соответствует тенденции тектонического развития МСПП в позднечетвертичное время. Поле векторов голоценовых горизонтальных движений блоков, рассчитанных по данным о косейсмических смещениях вдоль активным разломов территории исследований, указывает на растяжение в ЮВ направлении в центральной части БРС и косые взбросо-сдвиговые движения блока Восточного Саяна относительно Сибирского кратона. Для северной части Байкальского рифта минимальная скорость растяжения за голоцен составляет $3,2 \pm 0,5$ мм/год [2]. Оценки скорости относительно сдвигового смещения Сибирского и Забайкальских блоков по зоне Главного Саянского разлома варьируют в пределах 2,0–7,0 мм/год. На территории Тувы голоценовые смещения блоков имеют северный и северо-восточный тренды. Минимальная скорость сокращения в меридиональном направлении оценивается здесь в 1,5–2,0 мм/год.

Учитывая всю совокупность данных, представляется, что современное геодинимическое развитие МСПП обусловлено, с одной стороны, латеральным выжиманием [3] литосферных масс под действием Индо-Азиатской коллизии, а также смещением Амурской плиты в ЮВ направлении относительно стабильной части Евразии с другой. Как показали наши исследования палеонапряженного состояния земной коры региона, соотношение веса этих факторов изменялось в течение неотектонического этапа развития региона в пользу первого.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке фондов

Литература

1. *Calais E., Amarjargal S.* New constraints on current deformation in Asia from continuous GPS measurements at Ulan Baatar, Mongolia // *Geophys. Res. Lett.* 2000. № 27. P. 1527-1531.
2. *San'kov V., Deverchere J., Gaudemer Y., Houdry F., Philippov A.* Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia // *Tectonics.* 2000. V. 19, №4. P. 707-722.
3. *Конн М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе М.: Научный мир, 1997. 314 с.

В.Г. Сахно¹, В.Г. Моисеенко²

Плюмовый вулканизм и геодинамический режим Амурского кратона

Петрологические и геохимические исследования последнего десятилетия подтвердили наличие центров длительного эндогенного проявления (горячих точек) как в океанах, так и на континентах. Глубоководным зондированием подтверждены корни таких точек, уходящих глубоко в мантию. Сейсмическим зондированием поверхности внешнего ядра установлены поднятия, которые, как полагают сейсмологи, спровоцированы подъемом разогретого материала в мантию. На поверхности Земли они фиксируются извержениями вулканов. Это подтверждается на примере Исландии, Гавайях, Таити и т.д. [1, 2, 3; и др.]. Обнаружены горячие точки (плюмы) и на древних континентах (Африка, Америка. Центральная Азия), которые фиксируются зонами разуплотнения в мантии, поднятием разогретой астеносферы, сокращением мощности коры и формированием на поверхности огромных сводовых поднятий, диаметром до 2 тыс. км и более, долгоживущими центрами вулканизма. Такие регионы разогретой мантии с крупными полями вулканических проявлений (свыше 100000 км²) известны в Центральной Азии (Монголия), Восточной Азии (Северо-Восточный и Центральный Китай, Приамурье, Северо-Восток России) [4, 5].

Петрологические исследования пород показали, что они характеризуются щелочным, часто ультракалиевым составом и внутриплитными геохимическими характеристиками. Анализ геологических, геофизических и петрогеохимических данных позволяет такие центры полагать проявлениями плюмового вулканизма, а изотопные исследования (Nd, Sr, Pb) дают возможность рассматривать продукты вулканизма как про-

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия.

² Амурский комплексный научно-исследовательский институт (АмурКНИИ) АНЦ ДВО РАН, Благовещенск, Россия.

изводные глубинных источников [6], положение которых на протяжении более чем 150 млн лет – от позднего мезозоя до позднего кайнозоя, было стационарным [4, 5, 6].

Крупные сводовые поднятия с проявлением внутриплитного щелочного ультраосновного и основного магматизма в последние годы выявлены на Востоке Азии, главным образом, в пределах древних кратонов: Омолонском, Охотском, Центрально-Китайском, Амурском.

Наиболее изученной является Амурская мегаструктура, представляющая гигантский свод с опущенной центральной частью по системе разломов (впадина Сунляо). Бурением доказано присутствие докембрийских и палеозойских комплексов [7] в ее центре. Важным элементом структуры является радиально-концентрическая система кольцевых разломов и протяженные рифты северо-восточного направления, пересекающие весь свод (рифтовая система Таньлу). Впадина Сунляо и рифты заполнены континентальными, частично нефтегазоносными и угленосными, осадками и вулканогенными образованиями. Во впадине Сунляо их общая мощность превышает 7 км [7].

Геофизическими исследованиями установлено, что под центральной частью мегасвода располагается огромный мантийный диапир Восточной Азии. Мощность коры составляет около 30 км, в впадине Сунляо она сокращается еще на 3 км. Поднятие поверхности Мохо отмечается в рифтовых трогах (Илань-Итун, Куканский, Алчанский и др.) [7, 8; и др.). Здесь фиксируются зоны разуплотнения, уходящие в мантию на глубину до 100 км, и повышенный температурный градиент.

В пределах Амурского мегасвода известны внедрения щелочных основных и ультракалиевых расплавов, а в рифтовых структурах впервые обнаружены высокомагнезиальные андезиты, внедрение которых связывается с геодинамическим режимом, близким по характеру к режиму трансформных окраин калифорнийского типа [9; и др.). Изотопно-геохимические исследования и геолого-геофизические данные позволяют отнести эти комплексы к проявлениям плюмового вулканизма.

На основе геохимических данных представляется возможность выделить несколько этапов проявления плюмового вулканизма: 1) кимберлитовый (алмазоносные трубки Ханкайского массива); 2) меймечит-пикрит-щелочно-базальтовый рифтовых трогов по восточной окраине Ханкайского массива (трубки и покровы – J_3-K_1); 3) лампроитоподобный (пикрит-щелочно-базальтовый) восточной окраины Буреинского массива (K_1); 4) высокомагнезиальных андезитов в центральных и периферийных приразломных грабенах (K_{1-2}); 5) щелочно-базальтовый (лейцититы, фонолиты, тефриты, лейцит-нефелиновые базальты и т.д. моногенных вулканов и трещинных излияний с ксенолитами шпинелевых лерцолитов) рифтовых систем Таньлу, Уссури-Амурской и др., впадины Сунляо (вулканическая группа Удалянчи).

Геологическая позиция и изотопно-геохимические данные плюмового вулканизма предполагают, что Амурская мегаструктура формировалась

лась под воздействием мультиплюмов (по С.Хаггерти и Х.Тейлору; и др.), поднимающихся из внешнего ядра и нижней мантии и инициирующих движение горячих диапиров, прогрев и поднятие верхней мантии. Это обусловило обширную зону аномальной мантии под Амурским сводом. Поднятие горячего диапира или диапиров способствовало неоднократному проявлению глубинного магматизма на Ханкайском массиве: внедрению в позднем палеозое (274 млн лет) кимберлитовых трубок; в поздней юре (140 млн лет) – меймечитовых трубок; в среднем (\cong 125 млн лет) и позднем мелу (91 млн лет) – магнезиальных андезитов в центре и по периферии свода. В кайнозое проявления глубинного магматизма охватили всю структуру, но имели тенденцию к омоложению от периферии к центру, особенно в позднем плиоцене и голоцене. В миоцене существовали центры одновременных проявлений вулканизма – на периферии и в центре свода. Вокруг впадины Сунляо формируется несколькими центрами четвертичного вулканизма.

Для раннего этапа развития плюма (от позднего палеозоя до позднего мезозоя) допускаются действия одного возбуждающего диапира, а для ранне-среднего кайнозоя – возможны действия нескольких диапиров.

Пространственно-временное смещение центров вулканизма от позднего палеозоя по средней мезозой при фиксированной “горячей точки”, в виде поднимающегося плюма показывает, что литосферная плита двигалась с северо-востока на юго-запад, “отметила” свое движение кимберлитовыми трубками (пермь – 274 млн лет; трубками меймечитов в поздней юре – 140 млн лет; лампроитов в среднем мелу – 115–117 млн лет), т.е. скорость смещения за этот промежуток времени была небольшой.

Внедрения высокомагнезиальных андезитов (125–91 млн лет) знаменуют смещение отдельных блоков относительно друг друга (левосторонняя сдвиговая система) и появление “окон” в зонах раздвигов. Эти условия могут быть сравнены с геодинамическими режимами, близкими к разломам трансформных окраин. Ограниченные движения в позднем мезозое в пределах Амурского свода и его Восточной окраины подтверждаются палеомагнитными данными. В палеоцене-миоцене смещения континентального блока были весьма малыми. Так в Алчанском разломе вулканы Дедушка (12 млн лет) и Бабушка (4,78 млн лет) расположены практически рядом, что позволяет считать, что в промежутке между 12 млн лет и 4,78 млн лет, т.е. на протяжении 7–8 млн лет какие-либо движения отсутствовали. Это положение может быть справедливо для западного блока Сихотэ-Алиня, находящегося за Центрально-Сихотэ-Алинском разломом. Не исключено, что Восточная часть испытывала перемещения и, как считают некоторые исследователи, преобладали правосторонние движения.

Литература

1. Wolfe C.J. Prospecting for hotspot roots // *Nature*. 1998. V. 396. P. 212-213.
2. Fukao Y. Seismic tomogram of Earth's mantle: geodynamic implications // *Science*. 1992. V. 258. P. 625-630.

3. *HelMBERger D.D. et al.* Seismic evidence that the source of the Iceland hotspot Lies at the core-mantle boundary // *Nature*. 1998. V. 396. P. 251-257.
4. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Позднемезозойско-кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной и Восточной Азии // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36. № 8. С. 132-141.
5. *Sakhno V.G.* Plume volcanism of Amurskaya Megastructure // *Тез. докл. 30th Intern. Geol. Congr.* Beijing, China. 1996. V. 1. P. 135.
6. *Моисеенко В.Г., Сахно В.Г.* Плюмовый вулканизм и минерагения Амурской мегаструктуры. Благовещенск-Владивосток: АмурКНИИ. 2000. 160 с.
7. *Ma Li et al.* Songliao Basin – intracraton continental sedimentary basin of combination type // *Chinese Sedimentary Basin – Elsevier Sci. Publ. B.V.* 1989. P. 77-87.
8. *Подгорный В.Я.* Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере Юга Российского Дальнего Востока и Северо-Восточного Китая) // *Автреф. дисс. канд. геол.-мин. наук.* Хабаровск. 1999. 22 с.
9. *Kay R.W.* Aleutian magnesian andesites: mantle from subducted Pacific Oceanic crust // *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* 1978. V. 4. P. 297-322.

И.А. Свяжина¹, Г.А. Петров², З.С. Мезенина¹.

Некоторые особенности палеозойской тектоники Урала по палеомагнитным и геологическим данным

Палеомагнитные исследования проведены на около 100 обнажениях палеозоя в пределах Северного, Среднего, Южного Урала и Северного Казахстана, между 61° и 49° с.ш.

Ранний палеозой. Установлено, что Уральский регион в ордовике располагался в Южном полушарии. Палеошироты, полученные для западного склона Урала – шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента, составляли: Северный Урал, разрез Хапхар-Нетумп – 7+16° S(O₁), Средний Урал, разрез Промысла – 9+4° S (O₃), Южный Урал, разрезы по р. Белая – 14+6° S(O_{2,3}), в Сакмарской зоне – 22+9° S(O₁).

Палеошироты формирования островодужных систем восточного склона Северного и Среднего Урала составляли: Тагильской – от 2+-8° N до 4+-9° S (O₃), Алапаевской – 10+-8° S (O_{2,3}). В приэкваториальной области также находились Восточно-Уральские террейны Южного Урала – 7+-5° S (O₃), 1+-6° S (O₁) и Кокчетавский террейн – 6+-5° S (O₁).

Средний палеозой. Силурийские и девонские разрезы имеют палеошироты, свидетельствующие об общем движении района формирования горных пород современного Урала на север, в современных координатах. В раннем силуре палеомагнитные широты Южного (разрезы по р. Белая), Среднего (р. Шемаха) и Северного

¹ Институт геофизики (ИГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

² ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция» (УГСЭ), Екатеринбург, Россия.

(хребет Шемур) Урала, соответственно, были $8+6^{\circ} S$, $2+-4^{\circ} N$, $7+-7^{\circ} N$. В это же время намечается незначительный поворот структур против часовой стрелки. Картина движений блоков меняется, начиная с позднего силура. Согласно предварительным палеомагнитным данным, в девоне происходит вращение блоков против часовой стрелки, но углы поворота были различны. Палеошироты становятся северными и в Алапаевской зоне варьируют от $6+-4^{\circ} N$ до $10+-8^{\circ} N$ (разрезы по рекам Пышма, Реж), в Зауральской – $2+-4^{\circ} N$ (п. Николаевка).

Поздний палеозой. К концу палеозоя взаимное положение литосферных блоков Уральского региона стало соответствовать современному, но сетка меридианов и широт отличалась от существующей в настоящее время. Направления палеомеридианов, полученные в результате палеомагнитных исследований, в течение палеозоя изменялись вследствие вращения блоков против часовой стрелки примерно на 60° , палеошироты разрезов западного и восточного склонов выровнялись и варьировали от 15° до $25^{\circ} N$.

Из анализа палеомагнитных и геологических данных, полученных для пород Западного и Восточного секторов Урала, следуют такие выводы:

1. Взаимное положение края Восточно-Европейского палеоконтинента и террейнов Южного Урала и Северного Казахстана в ордовике было иным, чем в настоящее время. Восточные блоки региона располагались почти на 20° севернее и находились в приэкваториальной области.

2. Взаимное положение Восточно-Европейского палеоконтинента и Тагильской, а также Алапаевской палеодуг Среднего и Северного Урала, почти не отличалось от современного, и, следовательно, дуги формировались в относительной близости с континентом.

3. Из общности палеомагнитных широт и направлений меридианов следует, что уже в ордовике взаимное положение Восточно-Мугоджарского, Зауральского террейнов, Денисовской палеокеанической структуры Южного Урала и Кокчетавского блока Северного Казахстана отвечало современному, и, следовательно, в течение всей геологической истории дистанция между ними приблизительно сохранялась.

Перечисленные особенности дают нам основание предполагать, что в силурийское и девонское время геологические структуры современного Урала располагались в пределах двух плит, условно названных Восточно-Европейской и Казахстанской.

Восточно-Европейская плита включала древнюю Восточно-Европейскую платформу (палеоматерик) и припаянную к ней раннепалеозойскую океаническую кору с силурийскими и девонскими островодужными системами (Тагильской и Алапаевской), вулканическими поясами активной континентальной окраины и допалео-

зойскими террейнами. Фрагменты террейнов и островодужных систем в девонско-каменноугольное время были аккретированы к окраине палеоматерика, но их взаимное положение по широте почти не изменилось.

Казахстанская плита, в состав которой входили Восточно-Уральские и Северо-Казахстанский блоки (Восточно-Мугоджарский, Зауральский, Денисовский, Кокчетавский), по-видимому, также состояла из раннепалеозойской океанической коры и допалеозойских террейнов.

К концу палеозоя взаимное положение литосферных блоков Уральского региона стало соответствовать современному, но этому предшествовало их смещение на север с поворотом против часовой стрелки с постепенным выравниванием палеоширот. Последнее обстоятельство могло осуществиться при условии «проскальзывания» азиатской части Урала (Казахстанской плиты) относительно края Восточно-Европейского палеоконтинента (Восточно-Европейской плиты) с отставанием меридиональной составляющей скорости примерно на 1 см в год. Возможно, конвергентная граница плит соответствовала палеозонам косо́й субдукции, продуцировавшим Тагильскую, Алапаевскую и Магнитогорскую палеостроводужные системы.

В.И. Сегалович, Г.П. Нахтигаль

Федеральное государственное унитарное предприятие «Научно-производственный центр» (ФГУП НПЦ) «Недра», Ярославль, Россия

Тектоническая модель Урала по данным сверхглубокого бурения и геофизического просвечивания

Глубинное строение Урала освещается с учетом предварительных (5,6 км) результатов сверхглубокого (СГ-4) бурения в центре Тагильского прогиба, геокартографии, других региональных исследований и на основании цифрового моделирования по гравимагнитным данным. Новые средства – метод многолучевого ($n \cdot 10^4 - 10^5$) просвечивания недр по принципу томографии. Он разработан в последние годы и уже на многих примерах апробирован (1).

Тектоника иллюстрируется блок-диаграммами или многими плоскими а также ломаными сечениями, наклонными или горизонтальными срезами, в которых состав пород отображается через характеристики плотности, значения и направления вектора намагниченности структур. Состав и положение границ главных структурно-вещественных комплексов также диагностируется по данным бурения и геологических

съемок. Надежность контролируется: 1) точностью аппроксимации полей ($\Delta G - \pm 2,0-2,5$ мГл, $\Delta T - \pm 40-50$ нТл); 2) сходимостью модельных границ с другими данными (сейсморазведка, бурение и др.). Параметры, характеризующие свойства и состав (плотность, компоненты J_x, J_y, J_z вектора J), вычислялись с использованием сильно переопределенных (отношение к числу искомым переменных 10^4-10^5) систем линейных алгебраических уравнений (1). Положение тектонических и формационных (как отдельных физических) границ устанавливались средствами системы MAGNIT (2) в интерактивном режиме. Оценка точности – 5–10% на основании изучения соответствующих функций. Кроме этого учитывается, что основные границы также фиксируются в плане (геологические карты различного масштаба и др.).

В составе земной коры Урала выделены структуры различного порядка:

- в ранге надпорядковых – древние литосферные плиты (Восточно-Европейский и Западно-Сибирский континенты) и сквозькоровая сутура (западное крыло Тагило-Магнитогорского прогиба) – протяженных до раздела М;

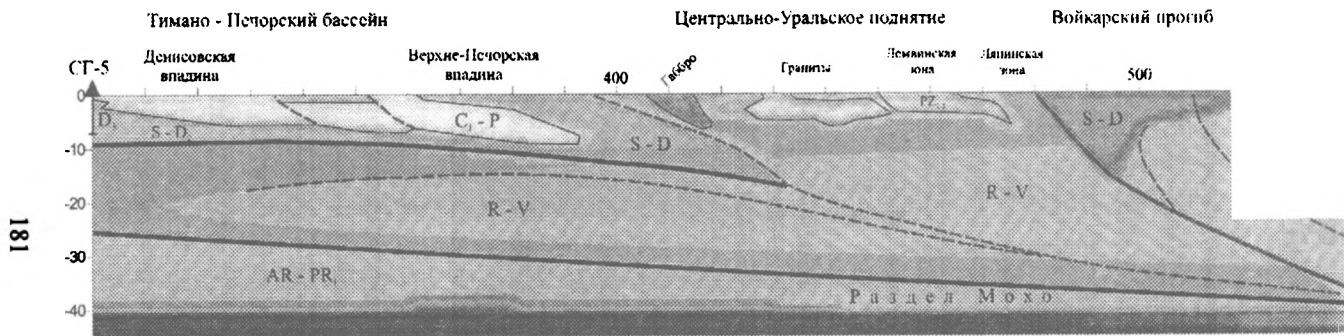
- в ранге структур первого порядка – седиментные и вулканогенно-седиментные комплексы внешних уралид (Предуральский прогиб, палеозой Русской платформы, в разной степени деформированные толщи рифея-венда), кристаллические массивы; и пояса, сложенные вулканическими породами и офиолитами, характерные для внутренних уралид;

- в ранге структур второго и более высоких порядков – отдельные интрузии основного и ультраосновного состава, ультрабазитовые массивы, гранитные батолиты и др.

Подтверждены известные (3) представления, что вулканические пояса и прогибы внутренних уралид, включая Тагило-Магнитогорский «мегасинклинорий», образованы нагромождением тектонических покровов. В их состав входят отдельные тектонические единицы, представляющие фрагменты коры меж- и задуговых бассейнов или островных дуг, пластины палингенных гранитоидов, развившихся при аккреции и коллизии литосферных блоков. Кроме этого, подтверждается определение кристаллических массивов сиалического типа с крупными батолитами молодых гранитов как континентальных террейнов или микроконтинентов.

Строение осевой структуры Урала – Тагило-Магнитогорской, раскрывается в принципиально новом свете. Это – сильно сжатая система (горизонтальное сокращение в десятки раз) тектонических пластин, в основном наклоненных ($30-45^\circ$) к востоку. Общая мощность 15–25 км. Снизу структура ограничена зоной Главного Уральского разлома.

Последний предлагается рассматривать как отражение палеозоны ($S-D_2$) субдукции и, вместе с тем, как основной коллизионный (C_3-P) шов, вдоль которого внутренние уралиды надвинуты (или шарьированы – Крака, Сакмарская зона, Бардым) на внешние. Деформации в при- и



Геологический разрез Полярного Урала (по широтному профилю через СГ-5)

поднадвиговой зоне определяются как связанные с коллизией. Структуры маркируются деформированными силлами и покровами рифейских базальтов, являющимися источниками высококонтрастных аномалий ΔT_a

Строение Урала в зоне перехода от внешних к внутренним уралидам также освещено отдельными моделями в Казахском и Полярном (рис. 1) районах. При этом показаны:

– вероятная принадлежность Уральского палеоокеана к системе Палеотетиса.

– разворот шовной зоны в ее южном окончании в сторону Кавказа, а в северном – в сторону Восточной Сибири.

– существенное значение квазипродольных сдвиговых систем, например, на границах между пакетами тектонических покровов и жестким континентальными массивами.

Полученные результаты, видимо, позволят уточнить закономерности размещения и критерии прогноза различных месторождений: железотитано-ванадиевых руд в массивах Платиноносного пояса, как в мало-мощных блоках (1–3 км), шарьированных на внешние уралиды; хромовых руд в альпинотипных ультрабазитах – как в массивах, сепарированных процессами субдукции, благодаря наличию серпентинитовых оболочек; колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений – как залегающих в вулканических толщах, перемещенных из зон спрединга междуговых бассейнов в виде тектонических пластин и надвигов.

Литература

1. Сегалович В.И., Васильев О.А. Трехмерное геофизическое моделирование районов сверхглубокого бурения // Разведка и охрана недр. 2000. № 7-8. С. 20-28.
2. Крацов Г.Г. Модифицированный двойственный симплекс-метод в задачах приближения аномалий потенциальных полей // Геофизические методы разведки при решении геологических и экологических задач: Записки ЛГИ. С.-Пб., 1992. Т. 130. С. 94-107.
3. Сегалович В.И., Дмитровская Ю.Е. Тектоника Тагильского прогиба и сопредельных территорий Урала по данным сверхглубокого бурения // Изв. РАН. Серия геол. 1992. № 5. С. 129-144.

Ю.З. Сегаль, В.А. Казачихин, Е.В. Соколова
ФГУГПП «Баженовская геофизическая экспедиция» (БГЭ), Заречный,
Свердловская область.

Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала (по данным регионального Михайловского профиля)

В последние годы усилился интерес к изучению юго-западной части Свердловской области в связи с поисками месторождений нефти и газа.

В 70–80-е годы прошлого столетия в сопредельных районах Башкортостана и Пермской области было открыто несколько десятков месторождений углеводородов. Известны такие месторождения и на территории юго-западной части Свердловской области.

Эффективным методом изучения геологического строения осадочных комплексов платформ и зон сочленения их с подвижными поясами является сейсморазведочный метод общей глубинной точки (МОГТ).

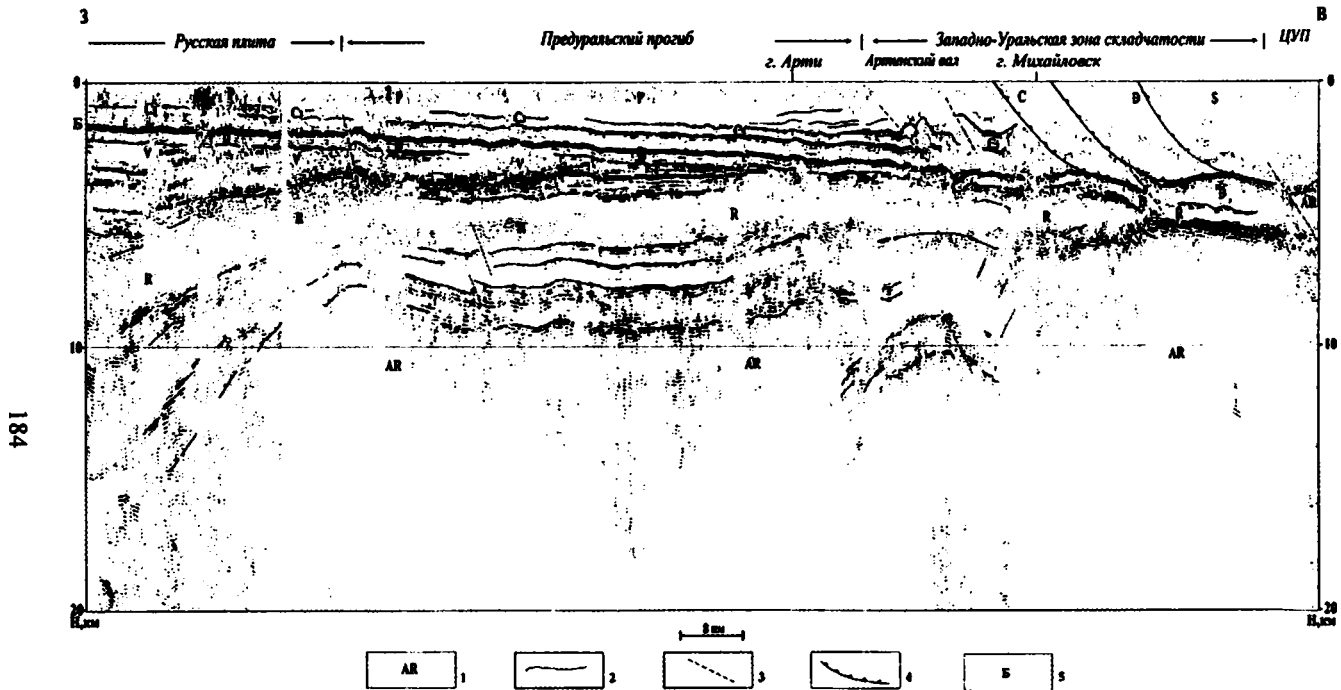
В 1995–2000 гг. ФГУТП «Баженовская геофизическая экспедиция» отработала субширотный профиль МОГТ от западной границы Свердловской области по линии р.Саргая – г. Натальинск – г. Арти – г. Михайловск. Длина профиля 172 км, кратность прослеживания отражающих границ 48, длительность сейсмической записи до 20 с. Профиль пересекает восточную окраину Восточно-Европейской платформы, Предуральский прогиб и Западно-Уральскую зону складчатости.

Интерпретация полученных данных производилась в комплексе с другими геофизическими методами – гравиметрией, магнитометрией, электроразведкой.

Гравитационное и магнитное поля региона определяют крупные аномалии, обусловленные неоднородным составом и характерным поведением кровли кристаллического фундамента предположительно архейского возраста, залегающего на глубинах 5–10 км. В целом, отмечается подъем фундамента в сторону Урала, хотя условия его прослеживания в восточном направлении ухудшаются. На фундаменте залегает стратифицированная толща осадочных пород рифейско-вендско-палеозойского возраста. Идентификация отложений с отражающими границами выполнена только для самой верхней части разреза в западной части профиля до глубины 2500 м. Здесь имеются поисковые скважины, добуренные до нефтеносных осадков нижнего карбона и венда. Скважин, пройденных в районе профиля до кристаллического фундамента, нет.

Почти всю юго-западную часть Свердловской области занимает гравитационный максимум со значениями в эпицентре свыше +14 мГал. С этим максимумом совпадает Манчажская положительная магнитная аномалия со значениями в эпицентре +12 мЭ. Ранее геофизики [1–3] увязывали отмеченные особенности гравитационного и магнитного полей с выступом кристаллического фундамента, однако, по данным сейсморазведки на Михайловском профиле, залегание фундамента в пределах большей части аномалии ровное, с пологом наклоном в восточном направлении. Выступ фундамента (южный фланг крупного Осинцевского поднятия, подтвержденного скважиной в 90 км севернее профиля) выявлен МОГТ только в западной части гравитационной и магнитной аномалий. Таким образом, можно достаточно уверенно говорить о связи гравитационного поля с вещественным составом фундамента, а не с рельефом его кровли.

Нижняя часть стратифицированной толщи платформенных отложений (рисунок) формируется осадками венда–рифeya. Наибольшую мощ-



Сеismoгеологический разрез по Михайловскому профилю МОГТ

1 – возрастные индексы пород; 2 – отражающие границы; 3 – крутоспадающие тектонические нарушения; 4 – тектонические нарушения шарьяжно-надвигового типа; 5 – индекс основного нефтеносного горизонта восточной части Волго-Уральской провинции («бобриковского» нижнекаменноугольного горизонта); ЦУП – Центрально-Уральское поднятие.

ность они имеют на границе Свердловской и Пермской областей (более 8 км). Здесь они слагают восточное крыло Камско-Бельского (Калтасинского) авлакогена. В районе южного окончания Осинцевского свода мощность уменьшается до 4–4,5 км.

В направлении к Уралу отмечается сокращение мощности осадков венда-рифeya до 2–3 км в пределах Западно-Уральской зоны складчатости, при этом они теряют расчлененность, столь характерную для Восточно-Европейской платформы.

Верхняя часть стратифицированного комплекса, относимая к палеозойскому возрасту, с угловым несогласием ложится на образования венда-рифeya и моноклиально погружается в сторону Урала. При этом не фиксируется каких-либо отличительных особенностей в его строении на границе Восточно-Европейской платформы и Предуральского прогиба.

В Западно-Уральской зоне складчатости структуры верхней и нижней частей палеозойского комплекса резко различаются. Нижняя часть, включающая осадки девона, нижнего и, возможно, верхнего карбона без особых структурных изменений продолжает моноклиально погружаться на восток под Урал, верхняя часть комплекса испытывает резкие структурные преобразования, выражающиеся в интенсивном смятии и появлении разрывов типа надвигов. Мощность складчатости 4–4,5 км.

Наиболее выразительна самая западная часть складчатой области, так называемый Артинский вал, который протягивается вдоль Урала на значительное расстояние. Отдельные складки вала, выявленные при геолого-съемочных работах, известны с давних пор, но относились они [4] к структурам платформенного чехла. Данные, полученные по Михайловскому профилю, позволяют отнести Артинский вал к передовым складкам Западно-Уральской зоны складчатости (западная граница Урала).

К наиболее важным результатам, полученным по Михайловскому профилю, следует отнести следующие:

По отложениям каменноугольного возраста отражающими горизонтами (ОГ) фиксируется моноклиальное залегание, причем ОГ выдержано на всем протяжении профиля и ничто не указывает на наличие прогиба в нижнем палеозое.

В отложениях пермского возраста, в самой восточной части их распространения, в области сочленения с Артинским валом отмечаются ОГ западного падения, т.е. проявляется структура восточного борта прогиба. Таким образом, можно заключить, что Предуральский прогиб – это структура, возникшая в пермское время, видимо, в результате коллизионного этапа развития Урала.

Скучивание осадочного материала и надвигание аллохтонных пластин происходило с востока на запад только в верхней части разреза до глубины не более 4–5 км. Возникшая горная система обозначила восточный берег пермского моря на Русской плите, что привело к развитию флишевых фаций в ее восточной части. Слои нижнекарбонного возраста оказались слабо затронутыми или не затронутыми надвиго-сдвиговой

тектоникой и находятся в современном положении «запечатанными» аллохтонными пластинами, что имеет практическое значение при поисках поднадвиговой нефти. По структурным отстройкам можно предположить, что амплитуда перемещения вещества с востока на запад достигала 40 км.

Литература

1. Кассин Г.Г., Филатов В.В. Строение поверхности фундамента Приуралья по геофизическим данным // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. №5. С. 102–106.
2. Кассин Г.Г., Филатов В.В. Перспективы нефтегазоносности западной части Свердловской области // Горн. журн. Уральское горное обозрение, 1994. № 9/10. С. 9–16.
3. Ярош А.А. Структура кристаллического фундамента Западного Приуралья // Междунар. геол. конгр. XXII сес. Докл. сов. геол. Проблема 2. М.: Недра, 1965.
4. Наливкин В.Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сыль-венской депрессии // Тр. ВНИГРИ. Н. С. Вып. 46. Л.: Гостоптехиздат, 1949. 205 с.

К.В. Селиверстов, М.Д. Гесь

Институт геологии НАН Кыргызской Республики, г. Бишкек

Петрохимические особенности магматитов и основные кинематические параметры среднекаменноугольной–раннепермской субдукции Туркестанского палеоокеана

В настоящее время большинство исследователей поддерживает и развивает идею Х. Куно о тесной связи состава изверженных пород (содержание калия и некоторых других элементов) современных островных дуг и активных континентальных окраин (АКО) с вертикальным расстоянием магматических тел до сейсмофокальной зоны (У. Диккинсон, Т. Хатертон, С. Кейт и др.). Разработка проблемы зависимости петрохимических особенностей магматитов от параметров субдукции позволила установить тесную прямую корреляцию скорости поддвига литосферных плит с величиной FeO^*/MgO и обратную с калиевостью пород (Р. Сугисаки, А.Сугимура, А.А.Цветков, В.В.Ярмолюк, В.И.Коваленко и др.). Выявленные закономерности успешно применялись для палеогеодинамических реконструкций на юге Сибири (И.В. Гордиенко), на юге Монголии (В.В. Ярмолюк и др.), на Дальнем Востоке (Л.М. Парфенов) и др.

Целью этого доклада является реставрация угла наклона сейсмофокальной зоны, скорости поддвига и других кинематических параметров среднекаменноугольной–раннепермской субдукции Туркестанского палеоокеана (Северная Фергана) по петрохимическим особенностям одно-возрастных магматитов (использовано около 350 силикатных анализов) Чаткальского сектора Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса (БКВПП) при помощи опубликованных [1–4] корреляционных графиков для современных АКО.

Работа проведена по следующей схеме

1. Чаткальский сектор БКВПП разбит с учетом структурной общности магматических тел на подсчетные домены, соответствующие по размерам площади трапеции масштаба 1:100 000.

2. В пределах доменов отдельно для среднекаменноугольных и позднекаменноугольных–раннепермских магматитов построены корреляционные графики $K_2O - SiO_2$ и $FeO^*/MgO - SiO_2$ и определены калиевые и железомagneзиальные индексы при разной кремнекислотности.

3. По известным зависимостям установлены расстояния по вертикали от центра каждого домена до поверхности палеосейсмофокальной зоны и скорость поддвига. В связи с неоднозначностью результатов при дальнейших построениях использованы среднеарифметические значения.

4. По этим данным проведены изобаты среднекаменноугольной и позднекаменноугольной–раннепермской сейсмофокальных зон в пределах изученной части БКВПП.

5. Синтез собственных представлений о геологическом строении Чаткальского региона, установленных графически углов наклона сейсмофокальной зоны и опубликованных [5] сведений по геологии герцинид Ферганского хребта позволил создать геодинамические модели по профилям верховья р. Пскем – пос. Каракуль и пос. Терек-Сай – г. Джалал-Абад (рис. 1) и схему геодинамического районирования Северной Ферганы (рис. 2) для среднего карбона – ранней перми.

6. Выявленные таким образом кинематические параметры среднекаменноугольной–раннепермской субдукции в Северной Фергане сопоставлены с опубликованными [4] характеристиками современных АКО.

Таким образом, анализ полученных результатов приводит к следующим выводам.

1. Устанавливается согласованность геологических данных Ю. С. Бискэ и др. [5] с вышеизложенными построениями по петрохимии магматитов: выход на поверхность среднекаменноугольной сейсмофокальной зоны приблизительно совпадает с подошвой средне-позднекаменноугольного Баубашатинского покрова (структурно-вещественного комплекса, террейна), а выход позднекаменноугольной–раннепермской зоны – с подошвой раннепермского Яссинского покрова, что говорит о корректности использованной методики и предлагаемых геодинамической модели и схемы.

2. Сходство по основным кинематическим параметрам среднекаменноугольной Северо-Ферганской АКО (Бельгау-Кураминский вулканоплутонический пояс) с современными Мексиканской и Центрально-Американской АКО, а позднекаменноугольной–раннепермской Северо-Ферганской АКО с современными Перу-Чилийской и ЮВ-Иранской АКО предполагает идентичность металлогенических особенностей этих регионов.

3. Топология среднекаменноугольной сейсмофокальной зоны указывает на уменьшение угла ее наклона с северо-востока на юго-запад, что коррелируется с увеличением ширины БКВПП и объема магматитов.

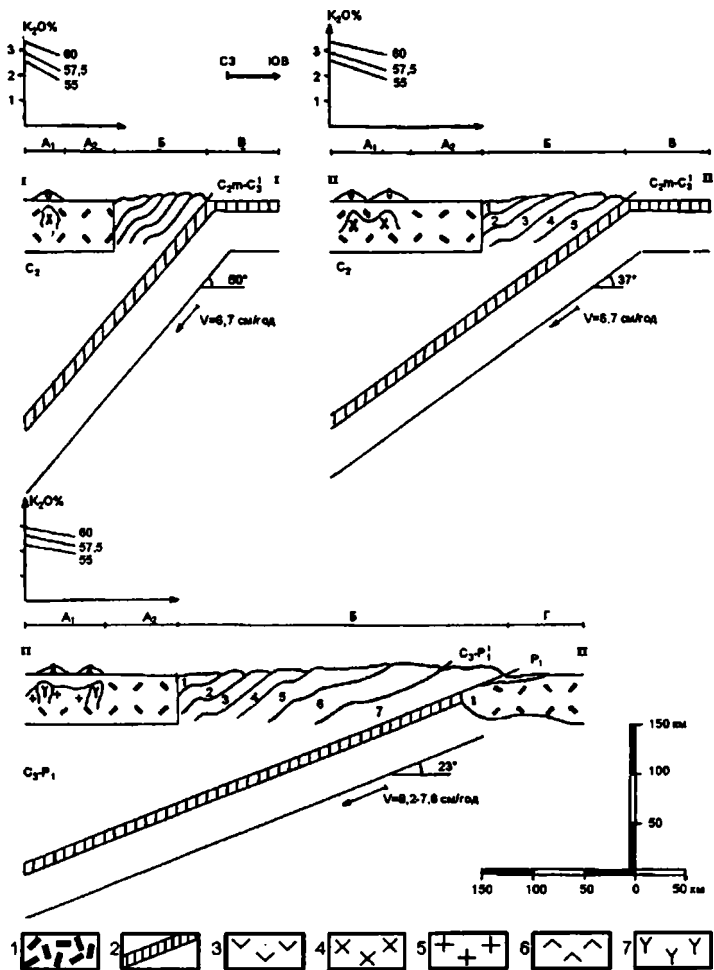


Рис. 1. Геодинамические модели Северной Ферганы для среднего карбона–ранней перми

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – вулканиты известково-щелочной серии; 4 – гранитоиды известково-щелочной серии; 5 – граниты латитовой серии; 6 – вулканиты латитовой серии; 7 – интрузивы среднего состава латитовой серии. А – Киргизско-Казахский микроконтинент; В – Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс. А1 – Киргизско-Казахский Бозбутауский преддуговой прогиб; Б – Южно-Ферганская аккреционно-субдукционная призма с тектоническими покровами, по [5]: 1 – Майлисуйский, 2 – Каракорумский, 3 – Окджатпесский, 4 – Сересуйский, 5 – Баубашатинский, 6 – Кугартский, 7 – Яснинский (возрастными индексами показано время образования покровов по геологическим данным); В – Туркестанский палеоокеан (Палеотетис); Г – Таримский микроконтинент. Положение геодинамических профилей показано на рис. 2

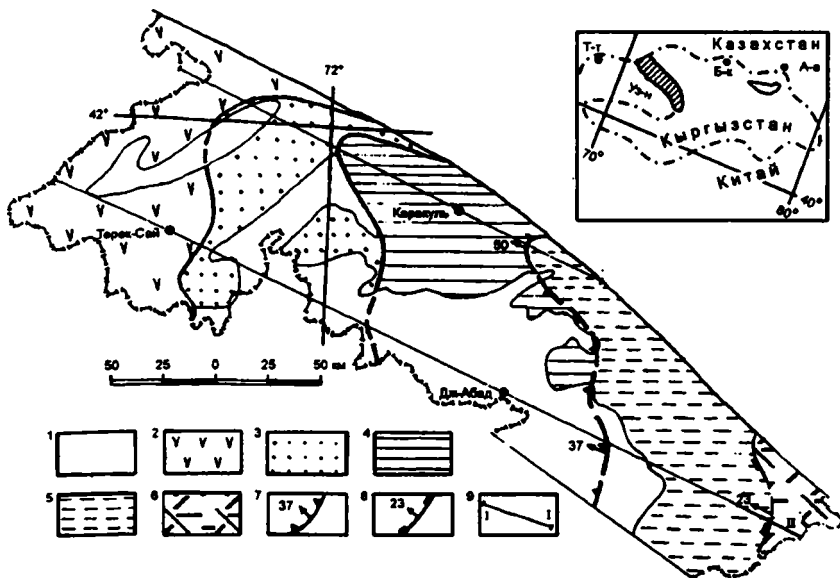


Рис. 2. Геодинамическое районирование Северной Ферганы для среднего карбона–ранней перми

1 – мезозойские и кайнозойские отложения; 2 – Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс; 3 – Пистолы-Бозбутауский преддуговой прогиб; 4/5 – Южно-Ферганская аккреционно-субдукционная призма; 4 – среднекаменноугольная, 5 – позднекаменноугольная–раннепермская; 6 – Таримский микроконтинент; 7/8 – предполагаемый выход на поверхность сейсмофокальной зоны и угол ее падения, °: 7 – в конце среднего карбона, 8 – в ранней перми; 9 – линии геодинамических профилей (модели на рис. 1)

На схеме-врезке: Уз-н – Узбекистан, Т-т – Ташкент, Б-к – Бишкек, А-а – Алматы

Такая ситуация [6] интерпретируется как постепенное приближение к осевой части субдукционной дуги. В этом же направлении (с СВ на ЮЗ) растет перспективность территории на медно-порфировое, полиметаллическое и другие оруденения [7]. Аналогичную закономерность можно предположить (по увеличению ширины БКВПП и объема магматитов) для позднего карбона – ранней перми.

Литература

1. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 160 с.
2. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
3. Магматические горные породы. Т. 4. М.: Наука, 1987, 374 с.
4. Цветков А.А., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Магматизм островных дуг и активных континентальных окраин и его связь с сейсмофокальными зонами // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 96–110.
5. Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 128 с.

6. Мусатов Д.И. ЭИ. ВИЭМС. Общая и региональная геология; геологическое картирование: Зарубежный опыт, 1988. Вып. 9. С. 4–6 (Прим. референта).
7. Гесь М.Д., Селиверстов К.В. Геодинамика, магматическая и металлогеническая зональность окраины Палеотетиса (Чаткальский регион Тянь-Шаня) // Геология руд. Месторождений. 1995. Т. 37, № 2. С. 132–141.

С.П. Серебренников, В.И. Джурик, А.Д. Басов
Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия.

Результаты геологического и геофизического изучения Чина-Вакатского разлома (хр. Удокан)

В геологической летописи, в формировании морфологического разнообразия форм рельефа хр. Удокан важное место отводится зонам разрывных нарушений.

Ярким примером такого влияния является один из наиболее крупных разломов – Чина-Вакатский.

Чина-Вакатский разлом выделяется в виде линейной зоны и прослеживается на восток от водораздела р.р. Вакат и Талой до долины р. Нижний Ингамакит, далее разлом разделяется на две ветви – южную и северную. Северная ветвь протягивается на северо-восток на 15–18 км, а южная – в широтном и субширотном направлении на 25 км вдоль правого борта р. Чина.

Западный участок разлома рассекает покров нижнечетвертичных базальтов и выражен в рельефе в виде непрерывного уступа высотой 10–15 м. Восточнее зона разлома пересекает область палеозойских гранитов и далее переходит в поле развития габброидов Каларского и интрузивного комплекса. Здесь он выражен особенно отчетливо. Зон тектонического нарушения достигает 20 м и более и протягивается на несколько километров. Высота уступов достигает 20 м и более, стенки их почти отвесные.

Изучая разлом, его фрагмент секущий водоразделы по правому борту р. Ниж. Ингамакит можно отметить следующее: для всего разлома характерно кулисообразное строение. В плане кулисы расположены вверх и вниз от линии основного линеаamenta в полосе 50–60 метров. Длина отдельных кулис достигает 1 км. Как правило, отмечается три основных параллельных стенки отрыва. Первая стенка (наиболее древняя) расположена в 20 метрах, вторая – в 5–10 метрах от современной стенки, практически не подверженной процессам выветривания, в отличии от первых двух, со следами смещения тектонических блоков.

На всем своем протяжении разлом сопровождается диагональными зонами трещиноватости различной ориентировки, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Ближе к восточному окончанию основного разлома в системе оперяющих трещин наблюдается

повышение доли северо-западных трещин, увеличение их мощности и частоты. Наиболее отчетливо они выражены на левобережье р. Ниж. Ингамакит., на участке резкого изгиба реки. Зоны тектонических нарушений проходят параллельно каньену реки, а при очередном повороте русла реки они хорошо документируются в борта каньена.

Данный участок интересен еще и тем, что здесь от Чина-Вакатского разлома отделяется южная ветвь. Сочленение южной ветви с основным разломом проходит по зонам оперяющих разломов. В большинстве своем эти разрывы имеют падение близкое к вертикальному и северо-западное направление с видимой амплитудой сброса до 10 м.

Южная ветвь тянется вдоль правого борта р. Чина и выражена в рельефе в виде тектонических седловин, либо уступов рвов, протяженность от нескольких метров до нескольких километров.

Разлом интересен и в сейсмотектоническом плане. Расположенный в сейсмически активной зоне он несет следы тектонического обновления в настоящее время и в недалеком прошлом. В частности это следы гравитационных смещений и камнепадов вдоль линии разлома и его ответвлений. Дендрохронологические данные подтверждают по крайней мере подвижки по разлому при Муйском землетрясении.

Наряду с геологическими методами изучения тектонической обстановки рассматриваемого района нами использованы геофизические методы. В данном случае исследуемый разлом рассматривался нами как полигон для отработки различных методов картирования разрывных нарушений. Так через зону южной ветви Чина-Вакатского разлома, выраженную в рельефе в виде тектонической седловины, было проведено электропрофилирование. Используя метод срединного градиента мы получаем следующие результаты. На геофизическом разрезе выделяются зоны повышенных и пониженных сопротивлений. Зона пониженных сопротивлений соответствует блоку повышенной трещиноватости (т.е. зоне разлома). Данный метод позволяет нам определить границы разрывного нарушения, элементы его заложения и количественную характеристику, в данном случае определить угол падения разлома.

В районах, где предполагаемая зона разлома расположена на склоне и перекрыта делювиальными отложениями нами использован метод электропрофилирования симметричной установки. Полученные результаты позволили нам уточнить направление и границы разлома и его ответвлений по правому борту р. Чина.

Для изучения тектонической ситуации во впадинах, где использование геологических методов крайне затруднительно, нами использовался метод круговых ВЭЗ, который используется для изучения анизотропии коренных пород. На построенных эллипсах электрической анизотропии мы выделяем системы трещин, разрывов, перекрытые аллювиальными и ледниковыми отложениями.

Сочетание геологических и геофизических методов изучения Чина-Вакатского разлома позволило уточнить границы, направление и эле-

менты заложения описываемого разлома, а использование его, как полигона для отработки геофизических методов документации разрывных нарушений и областей повышенной трещиноватости, предоставило возможность изучения тектонической ситуации в районах, где использование геологических методов затруднительно.

В.И. Сизых, Р.М. Семенов, В.А. Павленов
Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия.

Тектоника сейсмоактивных зон литосферы Лавразийского сегмента

Гипотеза глобальной тектоники не только расширила, но и во многом изменила наши представления о развитии литосферы. Плитная тектоника постулирует: земная литосфера представляется разделенной на небольшое число плит, которые, взаимодействуя друг с другом, вызывают тектоническую и сейсмическую активность вдоль их границ. При этом области длительного взаимодействия литосферных плит сопровождаются крупными линейными покровно-складчатыми (режим сжатия) и рифтогенными (режим растяжения) системами и поясами.

По геодинамическому признаку области развития покровно-складчатых структур разделяются на четыре типа [1]. В первых трех процессы шарьирования и складчатости прямо или косвенно связаны со столкновениями плит на конвергентных границах, в четвертом типе они происходят внутри плит. В районах конвергентных границ, где океаническая плита погружается под континентальную окраину, формируются покровно-складчатые системы и пояса, параллельные границам плит. Здесь имеет место складчатость изоклиналиного типа с преобладанием подобных складок и складок течения, их осевые поверхности обычно параллельны краю плиты в зоне субдукции. Предполагается, что надвиги, складчатость в значительной мере вызваны деформацией простого скалывания, связанного с субдукцией океанической плиты. Сюда относятся Береговые хребты в Западной Калифорнии, горы Кламат на севере Калифорнии, горы Сьерра-Невада на востоке Калифорнии, Западный Вашингтон, юг и юго-запад Аляски, Камчатка, Приморье, Япония, Новая Зеландия [2]. Все эти области непосредственно примыкают к конвергентным границам плит типа континент-океан.

Шарьяжно-надвиговые структуры и сопровождающая их складчатость развиты также в зонах обдукции, где океаническая плита надвигается на континент. Характер складчатости тот же, что и в зонах субдукции – здесь распространены изоклиналиные, подобные складки и складки течения, осевые поверхности которых, как и плоскости надвигов, параллельны границам плит. Надвиги и складчатость, связанные с обдук-

цией, развиты на юго-западе Тихого океана в области, охватывающей архипелаг Бисмарка и прилегающие районы и являющейся зоной активной обдукции, а также в районе Аппалачей, где обдукция происходила в раннем палеозое. Эти области также относятся к типу континент—океан.

В отличие субдукционного режима для надвиговых структур обдукционных окраин характерно более пологое залегание шарьяжных пластин, наличие тектонических окон, клиппов, подошвенного метаморфизма, большая амплитуда горизонтальных перемещений, чем для аккреционных клингов субдукционных окраин. В областях столкновения континента с островной дугой, микроконтинентом и другим континентом сформировались многие из покровно-складчатых поясов мира. При надвигании одного континента поверх другого образуются покровы, обширные складки с субгоризонтальными осевыми поверхностями, с секущими их надвигами, как в той плите, на которую надвинута другая, так и, в меньшей степени, в самой надвинутой плите. Эти деформации распространены в Альпах, Гималаях, на Кавказе, Урале, в Байкало-Патомском нагорье, Верхоянье.

Деформация, при которой мощная толща осадочных пород сминается в складки, а подстилающие породы фундамента остаются недеформированными, известна как приповерхностная. Поверхностные складки обычно концентрические, а надвиги имеют тенденцию к выполаживанию с глубиной. К районам, в которых развита приповерхностная складчатость, относятся Южные Аппалачи, горы Юра, юг Сибирской платформы. В Провинции Долин и Хребтов на юге Аппалачей концентрические складки и чешуйчатые надвиги внизу заканчиваются у поверхности базальных надвигов. В областях столкновения континентальных плит с рассеянной сейсмичностью (сочленение Северо-Американской и Евроазиатской плит) шарьяжно-надвиговая тектоника проявлена слабее, здесь преобладают процессы тектонического коллажа [3, 4].

Земная кора Северо-Востока России возникла как результат приращения к окраине древнего Сибирского континента террейнов различной природы. Наряду с линейными структурами, здесь широким развитием пользуются кольцевые мега- и макроструктуры, сопровождающиеся мезозойским и четвертичным вулканизмом [5, 6]. Интенсивные процессы складкообразования и надвигообразования происходят во внутренних областях плит при повторной активизации авлакогенов, грабенов и зон долгоживущих глубинных разломов. К таковым структурам относятся авлакоген Южной Оклахомы, грабен Осло. Повторная активизация авлакогена Южной Оклахомы имела место в карбоне при столкновении Северной Америки и Гондваны. Грабен Осло активизировался в перми при столкновении Лавразии с Гондваной. Очевидно, к подобным же структурам можно отнести зону Непских складок юга Сибирской платформы. Возраст Непских дислокаций увязывается с позднегерцинской эпохой активизации Ангаро-Виллойской глубинной зоны.

Существенно в ином плане развиваются зоны растяжения земной ко-

ры, к которым приурочиваются рифтовые системы (Рейнский грабен, рифт Рио-Гранде, Момский рифт и др.). На Азиатском континенте наиболее известной структурой растяжения является Байкальская рифтовая зона (БРЗ). Она протягивается на 2500 км из Северо-Западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии, являясь северо-западной и западной границей Амурской литосферной плиты. Развитие рифтовой зоны одни исследователи связывают с конвекцией в астеносфере и подкорковых потоков, а другие – с коллизией Индостана с Евразийской плитой. Геолого-геоморфологические данные и результаты физического моделирования позволили прийти к заключению о том, что Байкальская зона рифтогенеза является результатом совместного действия как пассивного, так и активного механизмов растяжения литосферы [7]. Характерными особенностями БРЗ, как и других континентальных рифтов, являются их четкая морфологическая выраженность, значительная протяженность, по сравнению с поперечными размерами, ограниченность продольными большеамплитудными сбросами, мощные толщи рыхлых кайнозойских отложений, выполняющих впадины, интенсивный неоген-четвертичный вулканизм и, наконец, высокая сейсмичность, которая проявлялась на протяжении всей истории формирования рифтовой зоны. Голоценовая сейсмичность подтверждается наличием многочисленных палеосейсмодислокаций, образовавшихся при сильных ($M = 6,5-8,5$) землетрясениях многие сотни и тысячи лет назад, а историческая и современная – проявлением сильных подземных толчков как в настоящее время, так и в недалеком прошлом. Причем Муйское землетрясение 1957 года с $M = 7,6$ до сих пор является сильнейшим континентальным землетрясением на территории России за всю историю сейсмических наблюдений.

Работа выполнена при финансовой поддержке российского фонда фундаментальных исследований, проект № 01-05-97216.

Литература

1. *Sengyr A.M.C.* Plate tectonics and orogenic research after 25 years: A Tethyan perspective // *Earth Sci.* 1990. Vol. 27. P. 1–201.
2. *Seyfert C.K. and Sirkín K.A.* Earth History and Plate Tectonics. N. Y.: Harper and Row, 1979. 600 p.
3. *Тильман С.М., Афицкий А.И., Чехов А.Д.* Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива // *Геотектоника.* 1977. № 4. С. 6–17.
4. *Парфенов Л.М. и др.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // *Геотектоника.* 1993. № 1. С. 68–78.
5. *Сизых В.И.* Структурные закономерности пространственного размещения четвертичного вулканизма Западной Чукотки // *ДАН.* 1993. Т. 328, № 2. С. 326–329.
6. *Сизых В.И.* Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ // *Дис. ... д-ра геол.-минер. наук.* Иркутск: 2000.
7. *Лозачев Н.А., Борняков С.А., Шерман С.И.* О механизме формирования Байкальской рифтовой зоны по результатам физического моделирования // *ДАН.* 2000. Т. 373, № 3. С. 388–390.

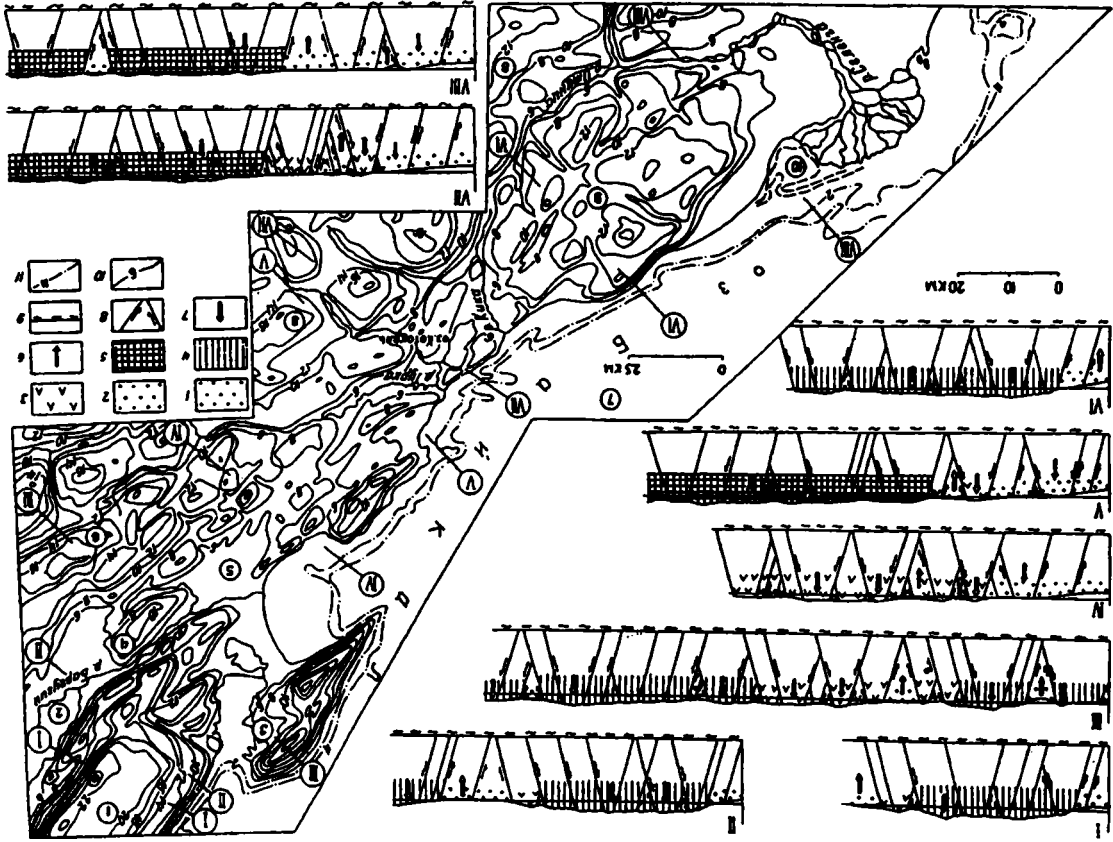
Блоковая делимость приповерхностных частей земной коры восточного борта Байкальского рифта

Восточный борт рифта на Среднем Байкале имеет иногда в полосе шириной более 50 км сложную блоковую структуру. Особенную роль в ней играют крупные горсты, выдвинутые в сторону рифта (п-ов Святой Нос, Катковский горст, горст Черной Гривы и др.), и тектонопары «береговой горст – тыловой грабен» (Холодяночный горст и грабен оз. Духового; Ярчинский горст и грабен оз. Котокель и др.). Вблизи этих неотектонических форм заметна концентрация эпицентров землетрясений, в том числе сильных и катастрофических. Можно определенно утверждать, что, при внешней морфологической величественности западного борта Байкальского рифта, главные процессы растяжения его литосферы, связанные с ними расширение грабена, утонение и блоковая переукладка верхней литосферной пластины, более проявлены на его восточном борту.

Такой вывод не случаен, он основан на проведенном анализе новейшей структуры восточной части Байкальского рифта и его горного обрамления, которая отмечена высоким уровнем современной сейсмичности и теплового потока. Фактологическую основу для проведения анализа составили: карта тектонического рельефа и схема молодых разломов этого района, выделенных по линейным элементам рельефа. На основе последней составлена серия разрезов с геодинамической нагрузкой с целью определения соотношений молодых разломов между собой на глубине, вернее в верхней литосферной пластине.

На разрезах, приложенных к карте тектонического рельефа (рисунк), составленной по методике [1], показаны главнейшие особенности разломной тектоники и новейшей геодинамики верхней литосферной пластины рифтовой зоны, ограниченной на глубине 12 км срывом (делителем). Последний представляет собой горизонтальный рассредоточенный разрыв, по геофизическим данным – слой разуплотнения (волновод), мощностью 5 км с локальными сейсмическими площадками [2]. Этот делитель расположен на уровне раздела Конрада.

Особенности тектонического рельефа восточного борта Байкальского рифта в рассматриваемом районе показывают, что, в отличие от западного борта его, листрические сбросы здесь не распространены и главнейшие молодые разломы на глубине торцово сочленяются с кровлей делителя. Возможно, именно в этом причина повышенной сейсмической активности восточной половины рифта, с максимумом гипоцентров на глубине 11 км [3], т.е. непосредственно над кровлей зоны горизонтального срыва.



← Карта тектонического рельефа восточного побережья Байкала и геодинамические разрезы (положение их показано римскими цифрами в кружках)

1, 2 – погружающиеся днища рифтов (1) и малых впадин (2); 3 – блоковые поля с дифференцированными перемещениями по разломам; 4 – общие глыбовые воздымания; 6/7 – перемещения блоков инверсионные (6) и устойчивой направленности (7); 8 – направления перемещения в активных крыльях разломов; 9 – кровля зоны срыва (делителя-волновода); 10/11 – изолинии тектонического рельефа (10) и изобаты дна оз. Байкал (11), оцифрованы в сотнях метров. Арабскими цифрами в кружках обозначены: Баргузинский хребет (1) и Баргузинская впадина (2), п-ов Святой Нос (3), междувадинная перемычка (4) и Усть-Баргузинская впадина (5), Голондинский хребет (6) и Байкал (7), хребты Улан-Бургасы (8) и Морской (9), залив Провал (10)

Молодые разломы делят верхнюю литосферную пластину на треугольные (или ромбовидные) в вертикальном сечении блоки, многие из которых испытывают погружения, как бы исполняя роль клиньев. Общий характер разломной тектоники здесь характеризует процесс торошения и переукладки блоков верхней литосферной пластины в процессе ее растяжения. Нижние углы клиновидных блоков образуют максимумы расположения на глубинах 2, 3, 4, 8 и 12 км, что обусловлено их разделением по размерам на несколько групп. Наименьшие блоки имеют на поверхности поперечники 1–1,8 км и их размеры, включая вертикальные, сопоставимы с величинами эрозионного вертикального расчленения горных поднятий. Перемещения таких блоков могут сопровождаться скальными оползнями или глыбовыми обрушениями, либо продуцировать их. Блоки следующих по размерам групп имеют поперечники порядка 2,5 км и 5 км и положения оснований клиньев на глубинах 4 и 8 км. Вероятно, они в первую очередь участвуют в процессе торошения и переукладки верхней литосферной пластины, оформлении малых впадин и вообще погружений на борту рифтовой долины. Максимумы схождения разломов, ограничивающих эти блоки, на глубинах 4 и 8 км, возможно, указывают на дополнительную делимость верхней литосферной пластины или изменения на этих уровнях условий новейшего структурообразования. Наконец, блоки с поперечником 7 км и более своими основаниями опираются на кровлю рассредоточенного срыва и, видимо, определяют сейсмическую активность восточного борта Байкальского рифта. В особенности, если им, свойственны инверсии по направлениям тектонических перемещений и если эти блоки монолитны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 00-05-64524 и 01-05-06080).

Литература

1. Уфимцев Г. Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
2. Недра Байкала (по сейсмическим данным). / Под ред. Н.Н. Пузырева. Новосибирск: Наука, 1981. 105с.
3. Галенцевский С.И. Проблема изучения сейсмичности Байкальского рифта // Геодинамика внутриконтинентальных областей. Новосибирск, 1990. С. 228–235.

Характеристика подлитосферной конвекции на основе измерений астеносферного теплового потока

Астеносферный тепловой поток (q_A) – тепловой поток через подошву литосферы – в океанических областях принято считать близким к поверхностному тепловому потоку в связи с низкой теплогенерацией океанической коры. В таком случае он должен всюду сильно превышать астеносферный тепловой поток на пассивных окраинах континентов (соответственно $q_A > 40$ и < 20 мВт/м²). Результаты гранат-двупироксеновой термобарометрии ксенолитов пород океанической и континентальной литосферной мантии рисуют иную картину. Согласно термобарометрическим данным, геотермы океанической литосферной мантии аппроксимируются уравнением

$$T = 1185 - 60.7 t^{1/2} + 1255 t^{-1/2} P, \quad (1)$$

где T – температура, °С; P – давление, Гпа; t – возраст вышележащей океанической коры, млн лет.

Рассчитанный по уравнению (1) с коэффициентом теплопроводности 3.5 Вт/(м·К) астеносферный тепловой поток ($q_A = 13$ мВт/м² при $t = 120$ –130 млн лет) мало отличается от такового на юге Африканского континента по соседству со столь же древней океанической корой. Действительно, в кимберлитовой провинции Гибсон, Намибия, современный астеносферный тепловой поток можно приравнять к поздне меловому ($q_A = 10,9$ мВт/м²), определенному по термобарометрии ксенолитов, потому что с тех пор в отсутствие тектонотермических событий литосфера охладилась незначительно. Высокий тепловой поток через древнее дно океана связан с гидротермальной циркуляцией в коре, благодаря которой океаническая плита и подстилающий ее верхний слой астеносферы непрерывно охлаждаются согласно уравнению (1) и скоростям поверхностных волн Рэлея и Лява [8].

Астеносферный тепловой поток на континентах зависит от мощности литосферы. Как правило, чем моложе максимальный Re-Os модельный возраст ксенолитов мантийных перидотитов, называемый далее «возрастом литосферной мантии», т.е., чем позднее произошла последняя термохимическая переработка литосферы, тем меньше ее мощность. Литосфера с более молодой мантией тоньше из-за того, что чаще подвергалась метасоматической переработке, сопровождавшейся ее утонением. Для утонения литосферы путем конвективной эрозии необходим приток воды, поэтому оно происходило главным образом в обстановке активной окраины андского типа. Это утонение распространялось в глубь континента, далеко за пределы континентальной вулканической дуги, поскольку субдуцированная океаническая плита теряла воду и на глубинах свыше 200 км. Каждый раз утонению подвергалась преимущественно

но самая молодая и тонкая литосфера, так как в основном по ней раскалывались континенты и суперконтиненты и, стало быть, она вновь оказывалась на окраинах образовавшихся континентальных блоков. Если литосфера сильно утонена, то под ее подошвой возникает ловушка для поднимающегося горячего вещества, и в присутствии поблизости мантийного плюма астеносферный тепловой поток резко возрастает. На юго-востоке Австралии, где произошли сокращение мощности литосферы до 80 км (по сейсмическим данным [7]) и омоложение литосферной мантии до 0,8 млрд лет [4], астеносферный тепловой поток достигает 28 мВт/м².

В противоположность тонкой толстая литосферная мантия снизу скорее охлаждается, чем нагревается, причем раннепротерозойская больше, чем соседняя с ней архейская. Так, астеносферный тепловой поток увеличивается от неалмазоносной кимберлитовой провинции Гибсон с возрастом литосферной мантии 2,1 млрд лет [2] к окраине архейского Каапваальского кратона ($q_A = 11,2$ мВт/м² в Северном Лесото и $< 11,5$ мВт/м² в районе кимберлитовой трубки Финш) и далее к центральной части этого кратона ($q_A = 13,1$ мВт/м² в районе трубок Кимберли). Возраст литосферной мантии окраины и центра Каапваальского кратона с алмазоносными кимберлитами – 3,5 млрд лет [5]. В указанной последовательности растет оцененная по термобарометрии ксенолитов и включений в алмазах мощность континентальной литосферы (H_L): 175, 230, > 245 и 270 км. То же наблюдается по мере приближения к центральной части архейского кратона Вайоминг: от неалмазоносных кимберлитовых трубок Уилльямс, штат Монтана, США ($q_A \leq 10,0$ мВт/м², $H_L \geq 175$ км), прорывающих раннепротерозойскую (2,3 млрд лет [3]) литосферную мантию, к алмазоносной кимберлитовой трубке Слоун-2, штат Колорадо, США ($q_A = 11,4$ мВт/м², $H_L \approx 230$ км), на окраине этого кратона.

Подобие астеносферного теплового потока под древней океанической корой и в окраинных и внутренних областях континентов, а также существование подлитосферных частей холодных корней архейских кратонов по данным сейсмической томографии и термобарометрии, позволяют предположить, что в отсутствие субдукции континентальная литосфера охлаждается и экранируется от восходящего теплового потока погружившимся под нее верхним слоем океанической астеносферы. Траектория его движения под континентальной литосферой задается рельефом ее подошвы. Опускание подошвы на 50–70 км при переходе от раннепротерозойской к архейской литосферной мантии вызывает крутое погружение холодного астеносферного материала, который формирует астеносферное продолжение глубокого литосферного корня архейского кратона.

Конвективная природа нижних частей глубоких холодных корней под архейскими кратонами, видимых на сейсмических томограммах, означает, что от срединно-океанических хребтов верхний слой астеносферы движется быстрее вышележащей океанической плиты, и, следовательно, не волочится плитой, а перемещает ее за счет сил вязкого сцеп-

ления. Затем он погружается под литосферу континентальных окраин: пассивных – автономно, а активных – вместе с океаническими плитами. Согласно скоростям сейсмических волн, он холоднее океанической литосферной мантии и потому не проникает в нижнюю мантию. В частности, под субдуцированной плитой Наска астеносферный поток растекается в верхней мантии горизонтально и параллельно Перуанско-Чилийскому желобу, а не уходит вместе с плитой в нижнюю мантию [6]. Холодный подлитосферный корень в принципе не может быть образован утонувшей океанической литосферой под такими архейскими кратонами, как Каапваальский, которые сотни миллионов лет находились вдали от зон субдукции. Само существование горячего нижнемантийного Африканского суперплюма свидетельствует о длительном отсутствии субдукции под литосферу Южной Африки.

Возрастание астеносферного теплового потока в центральных частях архейских кратонов (Каапваальского, Вайоминг и др.) объясняется тем, что нисходящие с периферии под литосферу кратона потоки холодного океанического астеносферного материала разделяет восходящий поток горячего вещества. В согласии с результатами термобарометрических измерений численное моделирование показывает устойчивый восходящий тепловой поток под той литосферой, которая толще окружающей не менее, чем на 50 км. При большем скачке глубин подошвы литосферы восходящий поток локализуется под центральной частью самой мощной литосферы [1].

Основная часть поднимающегося горячего вещества в виде рассеянных потоков обтекает холодные литосферно-подлитосферные корни континентов и движется к ближайшим срединно-океаническим хребтам. За счет динамической поддержки ими океанической литосферы дно океана, начиная с возраста в среднем 80 млн лет, перестает погружаться, несмотря на термическое сжатие продолжающей охлаждаться океанической плиты. Тепловые аномалии под срединно-океаническими хребтами, питаемые этими потоками, не могут быть глубже верхнемантийных холодных корней архейских кратонов, а значит, не протягиваются в нижнюю мантию, если не совпадают с нижнемантийными плюмами.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 00-05-64130).

Литература

1. Тычков С.А., Рычкова Е.В., Василевский А.Н. Тепловая конвекция в верхней мантии Земли под литосферой переменной мощности // Физика Земли. 1999. № 9. С. 38–51.
2. Hoal B.G., Hoal K.E.O., Boyd F.R., Pearson D.G. Age constraints on crustal and mantle lithosphere beneath the Gibeon kimberlite field, Namibia. // South Afr. J. Geol. 1995. Vol. 98, № 2. P. 112–118.
3. Irving A.J., Carlson R.W., Hearn B.C. Differentiation history of lithospheric mantle: Os, Sr, Nd and Pb isotopic evidence from garnet peridotite xenoliths, Williams kimberlite, Montana. // EOS. 1993. Vol. 74, № 16. 320 p.
4. McBride J.S., Lambert D.D., Greig A., Nicholls I.A. Multistage evolution of Australian subcontinental mantle: Re-Os isotopic constraints from Victorian mantle xenoliths. // Geology. 1996. Vol. 24, № 7. P. 631–634.

5. *Pearson D.G., Carlson R.W., Shirey S.B., Boyd F.R., Nixon P.H.* Stabilization of Archaean lithospheric mantle: A Re-Os isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 134, № 3/4. P. 341–357.
6. *Russo R.M., Silver P.G.* Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy. // *Science.* 1994. Vol. 263, № 5150. P. 1105–1111.
7. *Simons F.J., Zielhuis A., Van der Hilst R.D.* The deep structure of the Australian continent from surface wave tomography. // *Lithos.* 1999. Vol. 48, № 1/4. P. 17–43.
8. *Zhang Y.-S., Lay T.* Evolution of oceanic upper mantle structure. // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1999. Vol. 114, № 1/2. P. 71–80.

В.Б. Соколов

Баженовская геофизическая экспедиция пос. Шеелит, 624250, Россия

Новая концепция межплитной и внутриплитной тектоники (по результатам исследований на геотраверсе ГРАНИТ)

По результатам комплексных геолого-геофизических исследований на геотраверсе ГРАНИТ, соединяющем Криворожскую, Ново-Елховскую, Уральскую и Тюменскую сверхглубокие скважины, разработана концепция, которая впервые рассматривающая в полном объеме механизма функционирования плитной тектоники.

Эта концепция включает в себя три основных элемента:

☞ **межплитную тектонику** и формирование *межплитных зон* (складчато-надвиговых поясов). Построена модель строения земной коры Урала и предложено два сценария его формирования.

☞ **внутриплитную тектонику** с формированием *межблоковых зон*. Показано, что некоторые крупные геотектонические структуры такие как ВКМ, Токмовский свод, Южно-Татарский свод, Уват-Тавдинский массив и ряд других крупных структур представляют собой тектонически сближенные блоки (террейны).

☞ **внутриблоковую тектонику** с развитием отдельных дизъюнктивных наклонных нарушений или целых их зон. Чаще всего эти зоны амагматичны.

Эти три геотектонические элемента образуют единый, развивающийся последовательно, геодинамический процесс. При разработке этой геодинамической концепции учитывались работа академика Садовского – «Автомодельные процессы развития земной коры».

Наиболее интересными и определяющими процессы формирования внутриплитных и внутриблоковых структур являются процессы, происходящие при возникновении межплитных структур.

В рамках работ по «Граниту» были обобщены материалы по 37 геофизическим профилям (Западная Европа, Восточная Европа, Сибирь, Китай, Канада, США). В результате обобщения этих материалов появи-

лась уверенность, что существует новый, самостоятельный тип структур – **межплитные зоны**.

Собственно говоря, эти зоны существовали и ранее, но они не выделялись как самостоятельные структуры с общими, присущими им, закономерностями строения и развития. Ранее они рассматривались как, «переходные зоны», зоны «блок-обрамление», «промежуточные зоны», «зоны интенсивной тектонической переработки», «зоны глубинных разломов» и так далее.

Межплитные зоны формируются при столкновении (коллизии) *различных плит*. Но, несмотря на это процессы, происходящие в этих зонах протекают по одному и тому же сценарию, что и в *межблоковых зонах* внутри плит (с учетом коэффициента масштабности, связанного с размерами блоков и скоростью их взаимного перемещения).

Всё, что будет сказано далее базируется на большом объеме информации по различным разделам наук о Земле и на данных «сопредельных» наук.

Рассматриваемые структуры межблоковых зоны в существенной мере развиваются за счет энергии перемещения блоков, выделяющейся в межблоковом пространстве. Расчеты показывают, что эта энергия в 2–4 раза превышает ту, которая была необходима для формирования геологическое строение этих зон, закартированного с поверхности и предполагаемого на глубину.

Тектонический облик (архитектура) рассматриваемых зон существенно зависит от того, на какой стадии закончилось сочленение блоков: надвиганием одного из них на другой, сочленением их «лоб в лоб» с образованием зон типа «крокодил» («crocodile»)

При этом формируются комплексы межплитного пространства с образованием сутурной зоны либо с полным отсечением их от мантии либо с сохраняющейся пространственной (а возможно и генетической) связью.

Анализ показывает, что в зонах такого типа не удастся проследить сколько-нибудь надежной границы Мохо.

Сопоставление особенностей строения ряда внутриплитных подвижных поясов на разных континентах свидетельствует о том, что в пределах ряда из них по простирацию существенно изменяется их геологическое строение и тектоническая архитектура, как в плане, так и в разрезе, что может быть следствием различной степени сближения плит или блоков.

С этой позиции разработана и новая модель строения Урала и рассматривается проблема поднадвиговой нефти его западного склона. Модель строения земной коры Урала предлагает *два сценария его развития*, при которых в конечном итоге формируется очень сходный тектонический облик современного строения земной коры.

В рамки рассматриваемой концепции формирования *внутриплитных* структур находят объяснения все известные геологические процессы такие как отраженная активизация, региональный и высокobarический локальный метаморфизм, надвигообразование, рекомбинация и преобразования рудных скоплений.

Многие основные данные о геологическом строении рассматривавшихся регионов, блоков и участков земной коры, установленные ранее, хорошо вписываются в предлагаемую тектоническую модель развития континентальной земной коры.

Таким образом, новая концепция использует практически все геологические данные о строении рассматриваемых районов.

Новым элементом разработанной концепции является оценка геологических процессов, обусловленных энергией выделяющейся в зонах сближающихся блоков, а не поступающей из мантии. Сама же мантия при этом должна пассивно приспособливаться к результатам изменяющихся геотектонических процессов в верхней, наиболее деформированной части коры.

В результате сбора и систематики данных по вопросам разрушения пород в различных *P-T*-условиях была оценена взаимосвязь геологических свойств разных горизонтов и участков земной коры с морфологией формирующихся тектонических разрывных нарушений. В зависимости от *P-T*-условий формируется специфический облик тектонических нарушений, отличный от участков коры с другими *P-T*-условиями. При этом на каждом последующем этапе тектонического развития возникающие тектонические нарушения накладываются на сформировавшиеся ранее.

Разработанная концепция формирования межплитных и внутриплитных структур позволяет подойти с совершенно новых позиций к прогнозированию месторождений нефти с учетом процессов образования нефти, формирования ловушек, и механизмов миграции нефти.

В условиях формирования тектонических структур в условиях главенствующей роли тангенциальных напряжений становится возможным предсказание участков с возникновением в пластах УВ аномально высоких и аномально низких пластовых давлений.

Предлагаемая концепция позволяет с совершенно новых позиций подойти к проблеме землетрясений. Концепция опирается на геодинамический подход в определении районов и участков, характеризующихся максимальным накоплением не реализованных тектонических напряжений. Этим она в корне отличается от «прогноза землетрясений» базирующегося на определении пространственного совпадения эпицентров землетрясений с любыми по динамике и времени формирования тектоническими нарушениями.

Строение северо-запада Сибирской платформы с учетом результатов сейсмотомографии

В результате длительного геолого-геофизического изучения северо-западной окраины Сибирской платформы, обусловленного в первую очередь уникальностью расположенных в ее пределах медно-никелево-платиновых сульфидных месторождений, к настоящему времени выяснены многие особенности геологического строения, в основном до глубин 3–5 км от поверхности. Более глубокие горизонты земной коры этой территории пока изучены лишь в первом приближении. Поэтому представляют значительный интерес результаты впервые выполненной в СНИИГГиМСе переинтерпретации десяти широтных и трех меридиональных региональных профилей ГСЗ и МПВ по разработанной С.В.Крыловым в СО РАН методике двумерной сейсмотомографии.

В отличие от совокупности ранее полученных геолого-геофизических данных при анализе изменений скоростных параметров земной коры этой территории вдоль выше отмеченных профилей появилась возможность предварительно оценить масштаб проявления в разрезе земной коры северо-запада Сибирской платформы субгоризонтальных зон разуплотнения, вероятно, обусловленных тектоническими срывами. Не на всех этих профилях такие зоны проявлены в одинаковой степени. Наиболее четко они фиксируются лишь на нескольких профилях, к числу которых в первую очередь относятся два профиля ГСЗ и МПВ по линиям: оз.Маковское – оз.Виви и р.Русская – оз.Эндэ.

Профиль ГСЗ оз.Маковское – оз.Виви проходит в субширотном направлении в 100 км южнее г.Игарки. Разрез по профилю представлен, в основном, вулканогенно-осадочным слоем и верхней частью консолидированной коры на глубину в среднем до 10 км (рис. 1).

В строении осадочного чехла, кроме рифейских отложений суммарной толщиной от 0 на востоке до 2 км на западе, принимают участие венд-нижнесилурийские (суммарной толщиной чуть больше 2 км), верхнесилурийско-пермские (около 1,5 км) и верхнепермско-нижнетриасовые (около 0,3–0,5 км) образования со значительным количеством пермо-триасовых трапповых интрузий. Между пикетами 170–190 профиль пересекает северное замыкание Курейско-Бакланихинского мегавала, в ядре которого на поверхность выходят кембрийские породы, западнее – небольшую Мундуйскую мульду, выполненную верхнесилурийскими карбонатами с трапповыми интрузиями, и дальше – сначала кембрийские, а затем и рифейские породы, выведенные на поверхность

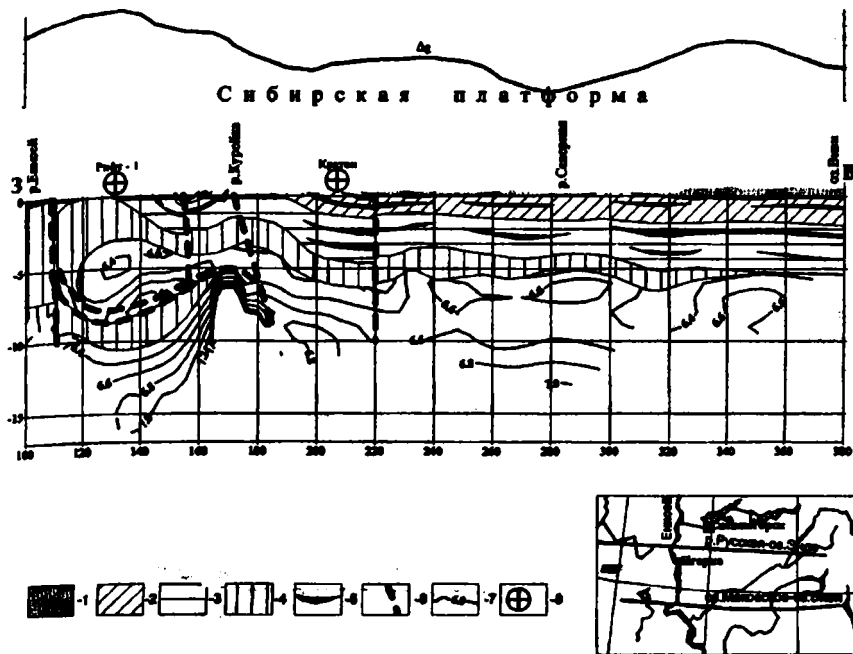


Рис. 1. Разрез по профилю ГСЗ оз.Маковское – оз. Виви
 1 – верхняя пермь – нижний триас; 2 – верхний силур – нижняя пермь; 3 – венд – нижний силур; 4 – рифей; 5 – интрузии долеритов; 6 – разрывные нарушения; 7 – изолинии скоростей (км/с); 8 – пересечение с другими профилями.



Рис. 2. Разрез по профилю МПВ р.Русская – оз. Эндз: условные обозначения см. на рис. 1.

в результате надвигания по пологому разрыву между пикетами 120–170 пластины фундамента толщиной до 5–6 км. Западным ограничением описанной зоны надвига, скорее всего, является Приенисейский краевой шов Сибирской платформы.

Консолидированная кора Сибирской платформы интенсивно раздроблена субвертикальными и субгоризонтальными разломами. Верхняя ее часть представлена чередованием блоков пород гранулитового (скорости свьше 6,4–6,6 км/с) и гранито-гнейсового (скорости свьше 6,0–6,2 км/с) слоев. В районе р.Курейка отмечается локальное поднятие пород базитового (скорости свьше 6,8–7,0 км/с) слоя до глубины 5 км, которое стало, вероятно, причиной образований шарьяжно-надвиговой дислокации, развитой в верхней части консолидированной коры между реками Енисей и Курейка. Она ограничивается со стороны Западно-Сибирской плиты в районе р.Енисей поверхностью срыва, которая на глубинах 4–5 км имеет субгоризонтальное залегание.

Близкая картина строения верхней части земной коры наблюдается по региональному профилю р.Русская – оз. Эндэ в 50 км южнее оз.Хантайского (рис. 2). На востоке он освещает строение западного склона Анамского свода и Ламско-Хантайского мегапрогиба. Мегапрогиб слагается рифейскими, ниже- и средне-верхнепалеозойскими, верхнепермско-нижнетриасовыми отложениями. В наиболее прогнутой зоне Ламско-Хантайского мегапрогиба мощность рифея составляет 3 км, выклиниваясь к востоку до 0. На западе в пределах Хантайско-Рыбининского мегавала в рифейских отложениях фиксируется пластина высокоскоростных пород кристаллического фундамента, надвинутая по разлому на запад. Вблизи р.Енисей на поверхность выходит сложнодислоцированный комплекс рифейских пород Енисейской зоны байкалид. Сочленение блоков земной коры Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты, судя по разрезу, имеет надвиговую природу.

Глубинная структура земной коры освещена до глубины 20 км. На разрезе в консолидированной коре выделяются гранито-гнейсовый и гранулитовый слои; в которые внедрены породы глубинного происхождения. Они, по-видимому, и определили структуру Хантайско-Рыбининского мегавала и надвиговую структуру сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы.

Выполненная по методике двумерной сейсмической томографии переинтерпретация сейсмических материалов и их комплексный анализ позволяют уточнить структуру и вещественный состав верхней части земной коры северо-запада Сибирской платформы. Наблюдаемая дифференцированность земной коры по мощности и плотностным характеристикам является достаточно контрастным отображением специфики геодинамических условий становления и развития совокупности составляющих ее тектонических ассоциаций в геологической истории.

На проанализированном участке Сибирской платформы фиксируются аномалии повышенных скоростей прохождения сейсмических волн,

которые прослеживаются от глубин 20–25 км вверх по разрезу земной коры в виде грибовидных тел. Под их расширяющейся частью наблюдаются полого наклоненные к центру зоны пониженных скоростей. Учитывая наличие и ориентировку в рассматриваемой зоне шарьяжно-надвиговых дислокаций в вулканогенно-осадочном слое, можно предположить, что отмеченные зоны пониженной скорости (плотности) пород в верхней части консолидированной земной коры приурочены к аналогичным поверхностям срыва с соответствующим дроблением и разуплотнением пород.

Таким образом, учет изменений скорости прохождения сейсмических волн в разрезе земной коры северо-запада Сибирской платформы существенно дополняет представления о ее строении и позволяет сделать предварительный вывод о значительном развитии шарьяжно-надвиговых структур не только в ее вулканогенно-осадочном слое, но и в верхней части консолидированной зоны. Влияние выявленных особенностей геологического строения на закономерности распределения полезных ископаемых может быть установлено лишь в процессе дальнейших, более детальных исследований, учитывающих весь комплекс накопленной геолого-геофизической информации. В этом отношении особого внимания заслуживает грибовидное тело высокоскоростных пород (базитового слоя) на глубине 10–20 км, зафиксированное на геотраверсе «Метеорит» под уникальным Талнахским рудным узлом.

В.В. Стогний¹, Г.А. Стогний², Т.Г. Бабкина³

Гравитационное поле Верхояно-Колымской орогенной области как индикатор геодинамических обстановок и критерий золотого оруденения

В пределах Верхояно-Колымской орогенной области (ВКОО) глубинные структурные геофизические исследования выполнены лишь по единичным коротким профилям, поэтому основным источником информации о структуре литосферы являются материалы гравиметрических съемок. Для обоснования модели тектоносферы ВКОО гравитационное поле было разделено с использованием спектрально-статистических приемов анализа на четыре составляющие, отвечающие различным уровням организации литосферного пространства: верхнему (0–15 км), среднему (15–25 км) и нижнему (25–37 км) слоям земной ко-

¹ Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия.

² Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГ АиБМ) СО РАН.

³ ГУП «Якутская поисково-съемочная экспедиция» (ЯПСЭ), Якутск, Россия.

ры, а также верхнемантийному (37–200 км) слою. С целью установления связи элементов гравитационного поля с известными месторождениями и рудопроявлениями золота был рассчитан комплекс трансформант локальной составляющей поля с радиусом осреднения 5 км.

ВКОО на схеме низкочастотной составляющей (нижнекорово-верхнемантийный уровень) соответствует Верхоянский региональный минимум амплитудой более 100 мГал и размером 1100х1200 км, контуры которого охватывают также области высокого теплового потока и распространения эпицентров землетрясений Арктико-Азиатского сейсмического пояса. Высокочастотная составляющая гравитационного поля (верхнекоровый уровень) имеет мозаичный характер и определяется чередованием изометричных минимумов и максимумов, сопоставимых по размерам и амплитуде. К наиболее интенсивным локальным минимумам (амплитудой 20–50 мГал) следует отнести Эчийский, Тарынский и Сунтар-Хаятинский, аномалиеобразующими объектами которых, по нашему мнению, являются гранито-гнейсовые купола и массивы гранитоидов [1].

Верхняя часть земной коры ВКОО включает три слоя: верхний слой – терригенные отложения верхоянского комплекса с плотностью 2,62 г/см³; средний слой – карбонатный комплекс (рифей – средней палеозой) с плотностью 2,72 г/см³; нижний слой – раннедокембрийский кристаллический фундамент. Кристаллический фундамент ВКОО позднепротерозойским Байкало-Вилуйским орогенным поясом разделен на два геоблока: Южно-Верхоянский и Северо-Верхоянский, что предопределило как стиль их дальнейшего тектонического развития, так и характер проявления мезозойского магматизма. Байкало-Вилуйский орогенный пояс обычно рассматривают как погребенную структуру, протягивающуюся от оз. Байкал до устья р. Вилуй и отражающуюся цепочками гравитационных максимумов и зоной отрицательных магнитных аномалий. С учетом этих критериев данный пояс протянут до низовьев р. Индигирка. Граница выходов карбонатного комплекса Сетте-Дабанского антиклинория, несмотря на его высокую избыточную плотность в 0,1 г/см³ по отношению к верхоянскому комплексу, не отражается в гравитационном поле и приурочена в плане к широкой градиентальной зоне субширотного простирания, в связи с чем предполагается довольно пологое погружение карбонатного комплекса в восточном направлении.

Положение границы Мохоровичича ВКОО оценивалось как по гравиметрическим материалам, так и по данным о временах пробега прямых и преломленных продольных волн, регистрируемых от близких землетрясений [2, 3]. Мощность земной коры, по расчетам гравитационного эффекта, изменяется в пределах 40–56 км. Мощность земной коры центральной и юго-восточной частей ВКОО изменяется в пределах 24–26 км, а южной части – 35–38 км [2]. Согласно [3], поверхность Мохо в среднем течении р. Яна приподнята до уровня 32–35 км. В юго-западном и северо-восточном направлениях от приподнятой части мощность земной коры увеличивается до 40–45 км. Мощность земной коры

ВКОО, рассчитанная по корреляционной зависимости: глубина Мохо – превышения рельефа, в междуречье Яна–Сартанг (Янское плоскогорье) практически совпадает с данными, полученными при регистрации волн близких землетрясений [3]. Для районов хребтов Тас-Кыстабыт, Верхоянский, Сунтар-Хаята и Черского расчетные глубины Мохо увеличиваются до 44–46 км.

Современное аномальное гравитационное поле ВКОО отражает главным образом мезозой–кайнозойский этап тектономагматической активизации. Верхоянский региональный гравитационный минимум объясняется нами верхнемантийным (37–120 км) плюмом. В раннем палеозое, по-видимому, произошло зарождение мантийного плюма, что способствовало развитию рифтогенных структур в пределах Верхоянской пассивной окраины. В последующем подъем плюма до подошвы земной коры в начале мезозоя обусловил смену режима общего растяжения на режим регионального сжатия, что привело к формированию складчатости, орогенезу, а также к становлению гранито-гнейсовых куполов и массивов гранитоидов. Подвижки блоков кристаллического фундамента на уровне верхнего и среднего слоев земной коры вызвали формирование мелких рифтогенных структур, в том числе впадин типа pull-apart и являющихся основным тектоническим фактором высокой сейсмичности региона.

Основная часть золоторудных месторождений ВКОО сгруппирована в пределах трех металлогенических зон: Аллах-Юньской, Адыч-Тарынской и Иньяли-Дебинской. Для более 70% золоторудных объектов наблюдается пространственная связь с локальными гравитационными максимумами амплитудой от 0.7 до 2.0 мГал, а вышеназванные золоторудные зоны проявляются цепочками локальных коррелируемых гравитационных максимумов, аномалиеобразующими факторами которых, по всей видимости, являются участки уплотнения терригенных пород верхоянского комплекса в зонах локального сжатия, обогащенных сульфидами.

Таким образом, применение спектрально-статистического анализа гравитационного поля ВКОО позволяет обосновать модель литосферы и геодинамические условия формирования основных ее элементов, а также выявить геофизические критерии локализации золоторудных месторождений в ее пределах.

Работа выполнена при поддержке программы «Университеты России – фундаментальные исследования» (грант 991244).

Литература

1. *Стогний В.В., Стогний Г.А., Васильев С.П.* Гравитационное и магнитное поля Якутии // Геофизика. 2000. № 2. С. 48–51.
2. *Суворов В.Д., Корнилова З.А.* Мощность земной коры юго-востока Верхояно-Колымской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 32–36.
3. *Mackey K.G., Fujita K., Ruff L.J.* Crustal thickness of northeast Russia // Tectonophysics. 1998. Vol.284. P. 283–297.

Структура литосферы Западно-Сибирской плиты

Сведения о структуре литосферы Западно-Сибирской плиты основываются на комплексной интерпретации геологических и геофизических материалов, моделировании в потенциальных полях структурно-плотностной и магнитной неоднородностей земной коры вдоль профилей глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), а также переобработки данных ГСЗ и дифференциальных сейсмических зондирований по методу двухмерной сейсмической томографии [1–5].

Литосфера включает в себя земную кору и жесткую часть верхней мантии.

Толщина литосферной оболочки на большей части Западно-Сибирской плиты в среднем составляет 100 км. В сторону обрамления она увеличивается до 150 км.

Земная кора по мощности изменяется от 36 до 50 км (рис. 1). Наименьшая ее мощность наблюдается в центральных и северных районах плиты, к горному обрамлению она увеличивается до 48–50 км.

Структура и скоростная неоднородность земной коры охарактеризованы по материалам региональной сейсморазведки, переобработанным по способу сейсмотомографии.

В разрезе земной коры по значениям скоростей, с определенной долей условности, выделяются четыре слоя: базитовый с диапазоном изменения скоростей (V) 7,0–7,8 км/с; гранулитовый – $V = 6,7–7,0$ км/с; гранито-метаморфический – $V = 6,0–6,7$ км/с и осадочно-вулканогенный – $V = 1,5–6,0$ км/с.

В зонах грабен-рифтов внедрение мантийных пород в консолидированную кору отразилось на сейсмических разрезах столбообразными структурами, характеризующимися повышенными скоростями. Данные сейсмотомографии подтверждают высказанное ранее положение о том, что грабен-рифты на всю мощность консолидированной коры заполнены породами основного и ультраосновного состава [4].

Судя по значениям граничных скоростей (V_r) по поверхности Моховичича в центральной части плиты располагается обширная, вытянутая в субмеридиональном направлении, зона аномальной мантии, характеризующаяся пониженными скоростями сейсмических волн ($V_r = 7,9–8,0$ км/с). К этой зоне приурочены все известные грабен-рифты: Колтогорско-Уренгойский, Худуттейский, Аганский, Усть-Тымский, Чузикский, Худосейский.

Кровлей консолидированной коры является поверхность разновозрастных складчатых систем, представленных глубокометаморфизованными породами палеозойского и докембрийского возраста (рис. 2).

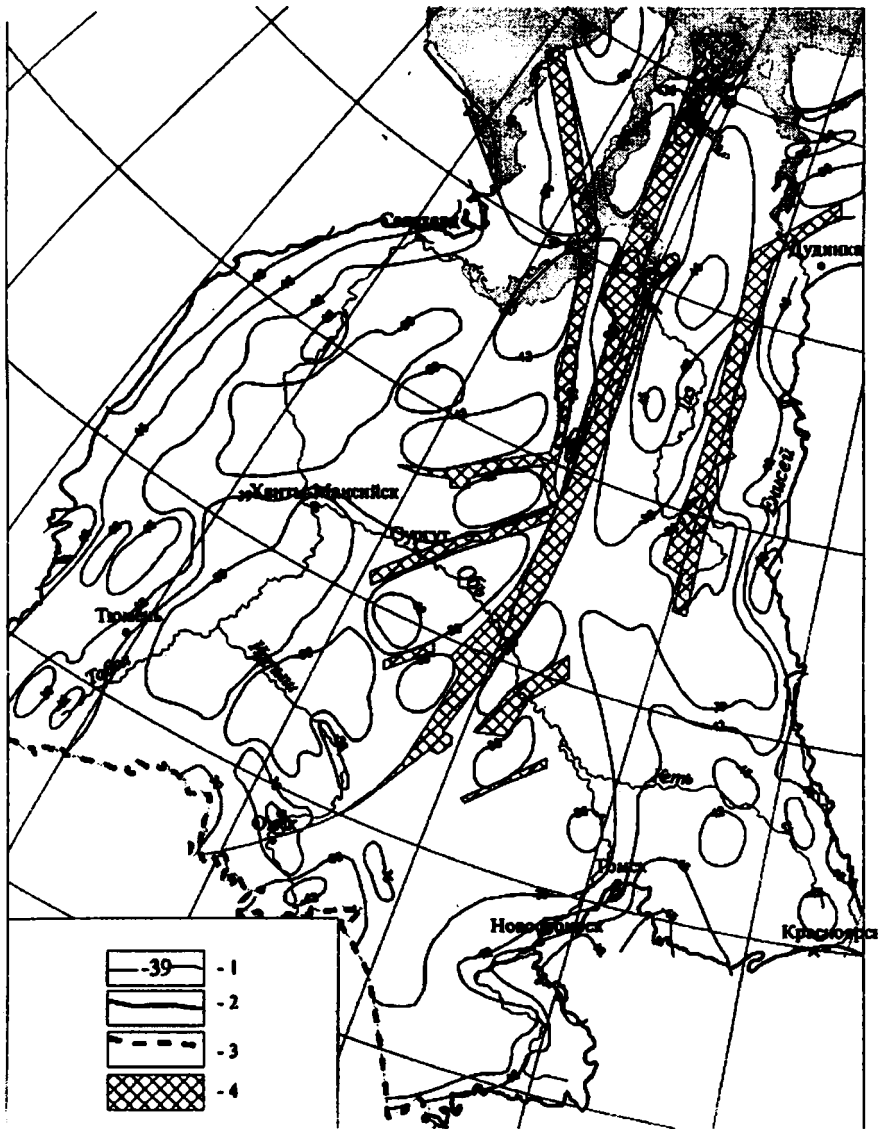


Рис. 1. Рельеф поверхности Мохоровичича Западно-Сибирской плиты
 1 – изоглинии глубин до поверхности Мохоровичича, км; 2 – граница Западно-Сибирской плиты; 3 – государственная граница Российской Федерации; 4 – рифтовая система

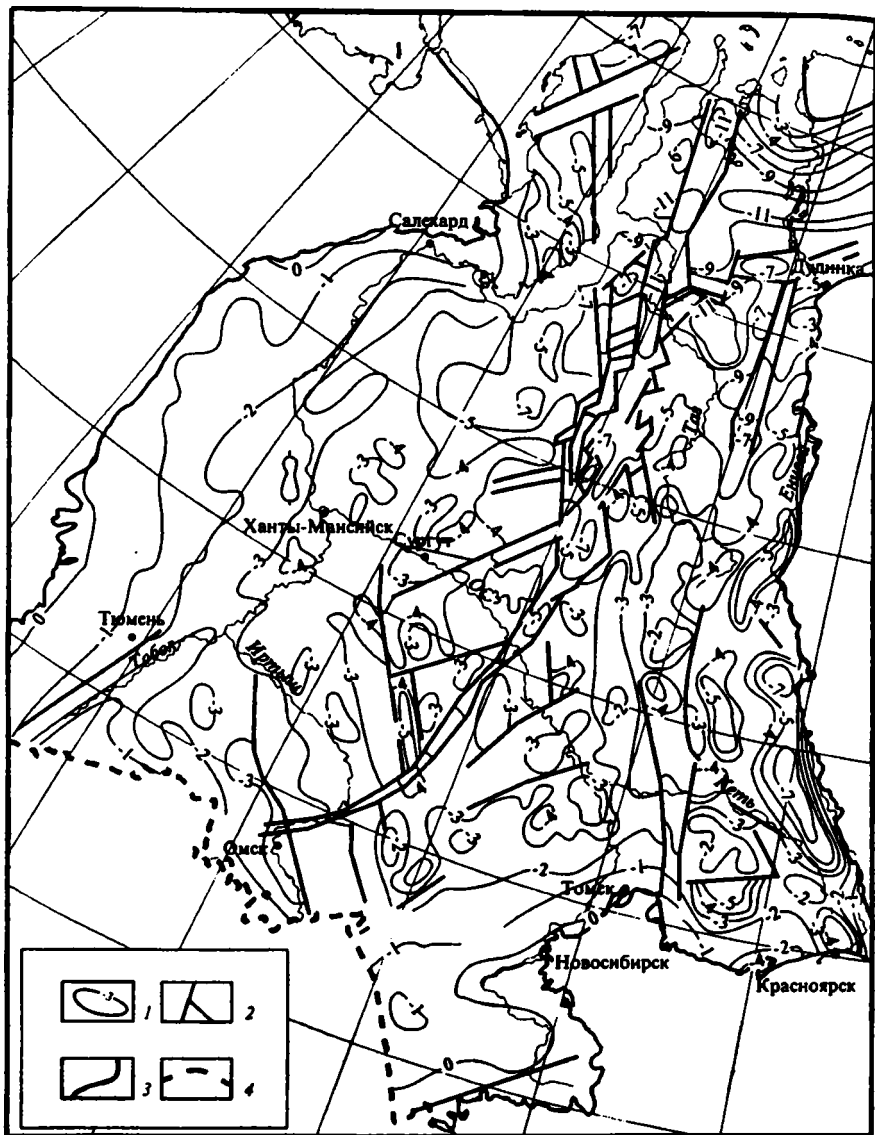


Рис. 2. Рельеф поверхности консолидированной коры Западно-Сибирской плиты

1 – изолинии глубин до кровли консолидированной коры, км; 2 – глубинные разломы; 3 – граница Западно-Сибирской плиты; 4 – государственная граница Российской Федерации

В Приуральской части эта поверхность образует моноклинал, погружающуюся к центру плиты до 4 км и осложненную рядом положительных и отрицательных структурных форм, сравнительно небольшой амплитуды, северо-восточного простирания, согласующихся с простиранием структур Урала.

В центральной и северной частях плиты в рельефе поверхности консолидированной коры выделяются линейные зоны поднятий и прогибов северо-западного простирания. На юге глубины залегания не превышают 2,5–3,0 км на поднятиях, в прогибах они возрастают до 4 км. На севере кровля консолидированной коры резко погружается на большие глубины. Здесь на поднятиях она залегает на глубинах 4,5–6,5 км, в прогибах – 6–8 км.

В восточной части плиты кровля консолидированной коры характеризуется резкими перепадами глубин. Глубины залегания этой поверхности в депрессиях достигают 7–12 км, на поднятиях – 3 км.

На юге, в Приказахстанской части плиты, кровля консолидированной коры образует моноклинал, осложнённую рядом положительных и отрицательных структурных форм, имеющих простирание, согласное направлению структур Центрального Казахстана. Глубина залегания этой поверхности на поднятиях составляет 2,0–2,5 км, в прогибах – 3,5–4,0 км.

В общем случае консолидированная кора Западно-Сибирской плиты характеризуется разновозрастным составом метаморфических и магматических пород, а ее кровля – большими перепадами глубин и общим погружением в северном направлении.

Раскол континентальной коры и литосферы в пределах Западно-Сибирской плиты произошел примерно 240–235 млн лет назад. Материалы глубокого бурения и геофизические данные полностью подтверждают проявление в раннем среднем-триасе на этой территории континентального рифтогенеза и, как следствие, общее погружение территории и формирование верхнего вулканогенно-осадочного слоя литосферы, структурным выражением которого является Западно-Сибирский мезозойско-кайнозойский бассейн.

Формирование бассейна происходило в три стадии: раннюю (пострифтовую) – средний триас, нижняя и средняя юра; среднюю (платформенную) – верхняя юра, мел, палеоген; позднюю (неотектоногенную) – эоцен, квартер [5].

Литература

- Atlas of paleotectonic and paleogeological-landscape maps of hydrocarbon of Siberia / Surkov V.S., Korobeynikov V.P., Smirnov L.V. – Geneva, Petroconsultants, 1995.
- Крылов С.В., Мишенькина З.Р. и др. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах. Новосибирск. Наука. 1993. 199 с.
- Сурков В.С., Кузнецов В.Л. и др. Сейсмическая томография при изучении земной коры Сибири // Региональная геология и металлогения. 2000. №10. Изд-во ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург. С. 17-124.
- Сурков В.С., Смирнов Л.В., Гурари Ф.Г. Динамика накопления мезозойско-кайнозойского слоя Западно-Сибирского бассейна / Геология и геофизика. 1997. Т.38. №5. С. 19-985.
- Геология и полезные ископаемые России. Том 2. Западная Сибирь / Ред. А.Э.Конторович, В.С.Сурков. Санкт-Петербург. ВСЕГЕИ. 2000. 432 с.

Строение фундамента Западно-Сибирской плиты

Западно-Сибирская плита является частью Урало-Сибирской молодой платформы. Фундамент плиты по площади 3,4 млн км² перекрывает мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом, мощность которого постепенно нарастает от первых десятков метров в краевых частях до 6–8 км в центральной и, особенно, на севере.

При изучении строения фундамента мы исходили из следующих положений, опубликованных в работах [2–5].

1. Породы мезозойско-кайнозойского чехла являются практически немагнитными, и магнитное аномальное поле плиты обусловлено вещественным составом пород фундамента.

2. Плотность пород мезозойско-кайнозойского чехла постепенно увеличивается по мере увеличения мощности платформенных отложений, поэтому остаточное аномальное гравитационное поле (после исключения влияния платформенного чехла) в основном обусловлено структурно-плотностной неоднородностью фундамента.

3. На молодых платформах тектонические унаследованные движения после завершения складчатости в ослабленной форме продолжают в течение 200–250 млн лет [1, 4, 6].

Эти положения, а также данные по четырем тысячам скважин, вскрывших фундамент, материалы гравиметрических и магнитометрических съемок (масштаб 1:200 000) и сейсморазведки положены в основу рассмотрения строения фундамента Западно-Сибирской плиты.

В фундаменте плиты выделяются два крупных мегаблока – восточный и западный (рисунок).

Восточный мегаблок имеет байкальский и салаирский возраст складчатости.

В пределах байкалид выделяется ряд палеозойских наложенных впадин (Касская, Надояхская, Маковская и др.), отражающихся в гравитационном поле отрицательными аномалиями. Сложены они отложениями венда и палеозоя. Разрез нижнего кембрия, аналогичный таковому Сибирской платформы, вскрыт скважиной Лемок 1, пробуренной в среднем течении р. Сым. Разрез скважины представлен дислоцированными отложениями нижнего кембрия, при этом в нижней части разреза выделены доломиты с ангидритами и солями.

В пределах салаирид расположены наложенные впадины и прогибы, выполненные эффузивными, карбонатными и терригенными породами девона, карбона и перми (Тегульдетская и др.).

Западный мегаблок представлен структурно-формационными зонами каледонской и герцинской складчатости. На западе расположены струк-

турно-формационные зоны уральского типа, состоящие из унаследованных антиклинориев и синклинориев. Антиклинории сложены метаморфическими породами нижнего и среднего палеозоя, в ядрах которых находятся гранитные батолиты и гранито-гнейсы. Антиклинории имеют положительные отметки рельефа и относительно пониженные аномалии гравитационного поля. Магнитное поле линейное отрицательное или знакопеременное. Синклинории выполнены породами среднего палеозоя преимущественно основного состава. В их наиболее прогнутых частях находятся орогенные толщи среднего–верхнего карбона и перми. В рельефе фундамента синклинории выражены прогибами. В гравитационном и магнитном полях они отражаются положительными аномалиями.

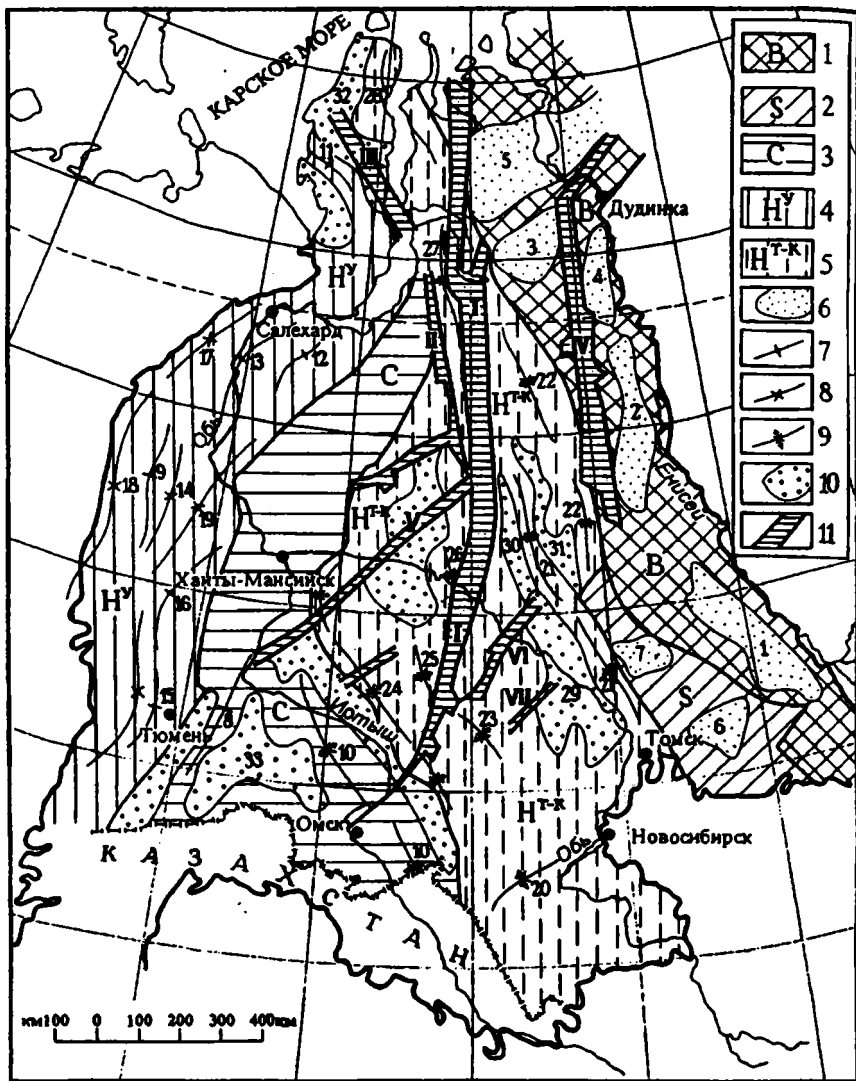
Центральная часть фундамента плиты сложена структурно-формационными зонами инверсионного типа, которые являются продолжением Томь-Колыванской складчатой зоны герцинид. Здесь выделяется ряд инверсионных антиклинориев, в ядрах которых развиты гранитные батолиты. Антиклинории сложены глинистыми сланцами девона и нижнего карбона. В гравитационных и магнитных аномальных полях они отражаются относительными минимумами, а в рельефе фундамента – поднятиями. Инверсионные антиклинории разделены орогенными прогибами верхнего палеозоя, представленными алевролитами и песчаниками среднего–верхнего карбона и эффузивами раннего триаса и перми.

Между Уральской и Центрально-Западно-Сибирской складчатыми системами герцинид расположена Приказахстанская складчатая система каледонид. Восточная ее часть является северо-западным продолжением структурно-формационных зон Чингиз-Тарбагатайской зоны Казахстана, западная – продолжением структурно-формационных зон Центрального Казахстана. Антиклинорные зоны в фундаменте плиты сложены комплексами пород позднего докембрия и нижнего палеозоя.

Ядра антиклинориев выполнены крупными гранитными и гранодиоритовыми массивами. В гравитационном поле антиклинории отражаются относительно пониженными значениями аномалий, в магнитном – знакопеременными. В фундаменте плиты они выражены положительными формами рельефа. Синклинории представлены эффузивными и зеленосланцевыми толщами ордовика и силура с телами пород основного состава. Синклинории в потенциальных полях отражаются относительно повышенными значениями аномалий и прогибами в рельефе фундамента.

В раннем триасе в Западной Сибири под воздействием мантийных процессов в Арктике и Северной Атлантике образовалась континентальная рифтовая система. Рифты выражены линейными интенсивными положительными гравитационными и магнитными аномалиями. В структуре земной коры они представляют грабены, заполненные породами основного и ультраосновного состава.

Таким образом, анализ геологического строения окружающих плиту складчатых сооружений и данных по скважинам, вскрывшим породы



Строение фундамента Западно-Сибирской плиты

фундамента, в комплексе с анализом потенциальных полей и сейсмических материалов, показывает, что в фундаменте плиты под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом развиты структурно-формационные зоны тех же складчатых систем, что и в окружающих плиту горных сооружениях, а также рифтовая система раннего триаса.

Литература

1. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. М.: Мир, 1967. 302 с.
2. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты (по геологическим и геофизическим данным). Тр. СНИИГГиМС / Под ред. Э.Э. Фотиади, В.С. Суркова. Л.: Недра, 1971. 208 с.
3. Геология и полезные ископаемые России. Т.2: Западная Сибирь / Под ред. А.Э.Конторовича, В.С.Суркова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 432 с.
4. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1091. 143 с.
5. *Сурков В.С., Коробейников В.П. и др.* Геостатические тектонические карты раннего (докембрий и палеозой) и позднего (мезозой и кайнозой) неогей территории Сибири масштаба 1:2 500 000 (Объяснительная записка). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1998. 94 с.
6. *Яншин А.Л.* Общие особенности строения и развития молодых платформ: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., 1965. С. 7–18.

В.Т. Съедин, Ю.И. Мельниченко

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

Особенности строения и природа основных структур Западно-Филиппинской котловины (Филиппинское море)

Западно-Филиппинская котловина (ЗФК) находится в тыловой, наиболее приближенной к Азиатскому континенту части Филиппинского моря. От остальной части моря она отделяется меридиональным хребтом Кюсю-Палау. ЗФК характеризуется сложным сочетанием положительных и отрицательных морфоструктур разного типа. Среди них выделяются абиссальные равнины, глыбовые изометричные поднятия и хребты, протяженные линейные тектонические зоны разломов. Абиссальные равнины составляют основную часть котловины. Они осложнены небольшими горами, а также протяженными разломными зонами и эскарпами с перепадами глубин до 1000 м. Крупные изометричные поднятия и хребты выделяются в основном в северной и северо-западной части ЗФК. По диагонали котловины протягивается Центральный разлом (ЦР). Цепочка локальных впадин примерно вдоль 13° с.ш. трассирует Широтный разлом (ШР) [2]. Вдоль 7° с.ш. на альтиметрических картах отчетливо выделяется еще одна широтная тектоническая зона, которую мы предлагаем назвать Южным разломом (ЮР).

По особенностям геологического строения и морфологии дна в пределах ЗФК нами выделяются Северная, Центральная и Южная провин-

ции. Первая расположена севернее Центрального разлома. Она включает крупные положительные морфоструктуры (хребты Дайто и Оки-Дайто, плато Амами и Урданета) и абиссальные части котловины. Центральная провинция включает области, расположенные между ЦР и ШР. Она имеет форму клина, образованного двумя этими разломами, которые сходятся примерно на широте 14° с.ш. в районе хребта Кюсю-Палау. На западе Центральной провинции в ее головной, наиболее широкой части расположено плато Бенхам. Области, расположенные южнее ШР, относятся к Южной провинции. Они представлены в основном абиссальными частями котловины. Это наименее изученные районы ЗФК.

Породы абиссальной части ЗФК представлены исключительно базальтами и их более раскристаллизованными разновидностями. Они отобраны при драгировании и вскрыты скв.447 DSDP. По химическому составу эти базальты относятся к типичным примитивным океаническим толентам, что свидетельствует об океаническом происхождении абиссальной части ЗФК.

Природа крупных возвышенностей (хребтов и поднятий), расположенных в северо-западной части моря, трактуется неоднозначно. Одними геологами они рассматриваются как морфоструктуры, образованные фрагментами континентальной коры, другие относят их к остаточным островным дугам позднемезозойского возраста. Высказана и отстаивается точка зрения, согласно которой эти возвышенности являются остатками океанических хребтов и поднятий [1, 3, 4]. Основанием для разногласий служат: 1) положение этих структур вблизи континента и островных дуг, 2) повышенная мощность земной коры и присутствие в ее составе слабо выраженного гранитно-метаморфического слоя, 3) обнаружение пород «континентального типа», 4) отнесение части обнаруженных здесь вулканических пород к вулканитам островодужного типа. Географическое положение и установленные по геофизическим данным особенности строения земной коры, на наш взгляд, не являются надежным критерием для определения природы этих возвышенностей. Убедительным фактом, позволяющим достоверно говорить об этом, могут быть данные об их геологическом строении, прежде всего, данные о слагающих их магматических породах.

Породы «континентального типа» (сланцы и гранитоиды) представлены главным образом метаморфизованными базитами (основными породами), а единичные образцы гранитоидов – плагиогранитами и тоналитами. Последние, скорее всего, являются дифференциатами толеит-базальтовой магмы океанического типа. Факты присутствия вулканических пород «островодужного типа» вызывает большие сомнения [3]. Тогда как многочисленные образцы вулканических пород, отобранных на этих возвышенностях, представлены типичными для океанических островов и поднятий породами. К ним относятся трахиандезиты плато Амами, высокотитанистые толеиты хребта Оки-Дайто [3], часть базальтов хребта Оки-Дайто, описанные Ю.И. Коноваловым с соавторами (1987), а также так называемый андезит хребта Дайто, обнаруженный

японскими исследователями, который по своему химическому составу отвечает трахиту. Типичными для океанических островов и поднятий являются высокотитанистые толеиты и щелочные базальты бассейна Дайто, вскрытые скв.446 DSDP, которые все исследователи относят к базальтам E-типа MORB. Вулканические породы, типичные для океанических хребтов и поднятий, разрушены на плато Бенхам (скв. 292 DSDP) и на хребте Лапу-Лапу (скв.294/295 DSDP), а также драгированы на плато Урданета и на горе Виноградова. Присутствие на этих возвышенностях высокотитанистых толеитов, которые характерны только для океанических островов и поднятий, позволяет нам рассматривать эти морфологические образования как остаточные структуры океанических хребтов и поднятий.

Исключительное значение в истории развития ЗФК придается ЦР. Он выделяется в виде линейного свода, который приподнимается на высоту 1500–2000 м над уровнем дна. В его осевой части прослеживается цепочка отдельных, хорошо выраженных локальных впадин, которые иногда принимаются за фрагменты рифтовой долины. Многие исследователи рассматривают ЦР как реликтовый центр симметричного спрединга, разбитого поперечными трансформными разломами на отдельные сегменты. Структурный рисунок дна в зоне разлома свидетельствует о существовании сдвиговых дислокаций, направленных поперек к основному (ЮВ-СЗ) простиранию ЦР. Эти сдвиги А. Дещамс (Deschams) и его соавторы (1999) рассматривают как заключительные эпизоды последней фазы спрединга. Ромбовидные формы локальных впадин указывают на существование в зоне ЦР также продольных сдвиговых дислокаций. Широтный разлом более слабо выражен в рельефе дна, однако характеризуется аналогичными морфологическими элементами.

В зоне ЦР и ШР драгированы и вскрыты скважинами 291 и 293 DSDP базальты, которые относятся к примитивным толеитам абиссали океана. В локальных впадинах ЦР и ШР были драгированы также породы офиолитового комплекса, которые, согласно данным С.А. Щеки с соавторами (1995), представлены образованиями габбро-норит-гарцбургитовой ассоциации. Геохимические особенности базальтов и пород офиолитового комплекса свидетельствуют о первоначально рифтовой природе разломов. На наш взгляд, ЦР и ШР возможно формировались в позднемезозойское время (поздний мел?) в полосе трансструктурных тектонических зон, являющихся частью регматической сети Земли. Они заложились, вероятно, как трансформные разломы между двумя тектонически ослабленными зонами северо-восточного простирания, которые ограничивали позднемезозойскую зону сочленения Азиатского континента и Тихого океана с западной (континентальной) и восточной (океанической) сторон.

По совокупности морфологических, геофизических и геологических особенностей строения различных морфоструктур ЗФК можно сделать следующие выводы.

1. Западно-Филиппинская котловина в современном виде представляет собой сложное гетерогенное образование с длительной геологической историей, начало которой положено, по меньшей мере, в позднем мезозое. В кайнозое основное значение здесь имели сдвиговые дислокации и явления слабого рифтогенеза, свидетельствующие о переходе области к режиму тафrogenного развития.

2. По совокупности геологических данных, возвышенности северо-западной части ЗФК представляют собой остаточные структуры, подобные океаническим хребтам и поднятиям. По прямым возрастным характеристикам и косвенным геологическим данным они сформировались в поздне-мезозойское время. В кайнозое они претерпели тектономагматическую активизацию, были раздроблены и погружены до современного батиметрического уровня.

3. Центральный и Широтный разломы формировались предположительно в поздне-меловое время в зоне трансструктурных швов как трансформные структуры по типу «разлом–разлом». В кайнозое они являлись зонами тектонической активизации, по которым происходили крупномасштабные сдвиговые дислокации, сопровождавшиеся вертикальными перемещениями.

4. По сумме геологических данных Северную и Центральную провинции можно рассматривать как реликты океанической плиты поздне-мезозойского возраста. Позднее в процессе кайнозойской деструкции, они были раздроблены на глыбы, погружены до современного батиметрического уровня и осложнены разломами, эскарпами и вулканическими постройками. Южная провинция, скорее всего, является новообразованной структурой. По косвенным геологическим данным она сформировалась, вероятно, в результате одностороннего восточного спрединга в среднепалеогеновое (эоценовое) время.

Литература

1. *Съедин В.Т.* Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского морей: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВО РАН, 1986. 29 с.
2. *Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Крюкова Т.Л.* Широтный разлом Западно-Филиппинской котловины // Закономерности строения и эволюции геосфер: Тез. докл. Хабаровск: ДВО РАН, 1998. С. 374–375.
3. *Съедин В.Т., Ханчук А.И.* О характере вулканизма хребтов Дайто и Оки-Дайто в Филиппинском море // Тихоокеан. геология. 1989. № 5. С. 100–104.
4. *S'edin V.T.* Comparative analysis of basaltoid magmatism in the marginal seas of Japan and Philippine // *Geology, Geophysics, Geochemistry and Metallogeny of the transition zone from the Asiatic continent to the Pacific ocean.* Vladivostok: Dalnauka, 1993. P. 130–141.

Пространственно-временные закономерности формирования полей напряжений в зонах влияния тектонических структур

В течение ряда лет нами проводились геофизические исследования по изучению процессов деформирования породных массивов в условиях квазициклического притока энергии из окружающего массива в зонах крупных тектонических нарушений [1–3]. Достаточно ярким примером подобного воздействия на породный массив является взрывная отбойка руды при подземной разработке месторождений, когда на любой элементарный объем периодически воздействуют два фактора: сила взрывной волны и сила, возникающая за счет перераспределения полей напряжений при увеличении объема выработанного пространства. Внешнее силовое воздействие (тектонические процессы, развитие фронта очистных работ, взрывная отбойка руды и т.д.) приводит к дополнительному возмущению полей напряжений, динамика изменения которых во времени и пространстве прямо зависит от степени трещиноватости массива и расстояний до тектонических нарушений.

Пространственно-временные особенности поведения полей напряжений в зонах влияния крупных тектонических нарушений оказалось очень похожим на так называемые синэнергетические процессы, отличительной особенностью которых является организованное поведение хаотичных систем. Возникновение организованного поведения полей напряжений может быть вызвано воздействием внешних сил или результатом развития собственной внутренней неустойчивости в структурно нарушенном массиве. Из экспериментов следовало, что при взрывных работах в массиве образовывались чередующиеся зоны относительного уплотнения и разуплотнения, устойчивые во времени и закономерно расположенные относительно выработанного пространства. При каждой серии взрывной отбойки происходило их смещение в сторону горных выработок. При этом скорость их смещения оказалась связанной с упругопрочностными свойствами породного массива.

Процесс упорядочения структуры полей напряжений в пространстве и времени в условиях интенсивного действия тектонических сил проявляется более ярко. В тектонически активных районах, где горизонтальные компоненты полей напряжений могут преобладать над вертикальными в несколько раз, приток внешней энергии не обязательно может быть связан с влиянием горных работ, а может быть вызван тектоническими силами. Процесс цикличности в деформировании выработок под действием тектонических сил наглядно продемонстрирован в работе [1], где сопоставлены результаты многолетних маркшейдерских наблюде-

ний за смещением почвы подготовительных выработок на урановом месторождении Ала-Таньга в Узбекистане. Периоды максимальных смещений совпадали во времени с максимальной тектонической активностью, одновременно резко возрастали количество и мощность проявлений разрушения горных пород в виде толчков и горно-тектонических ударов.

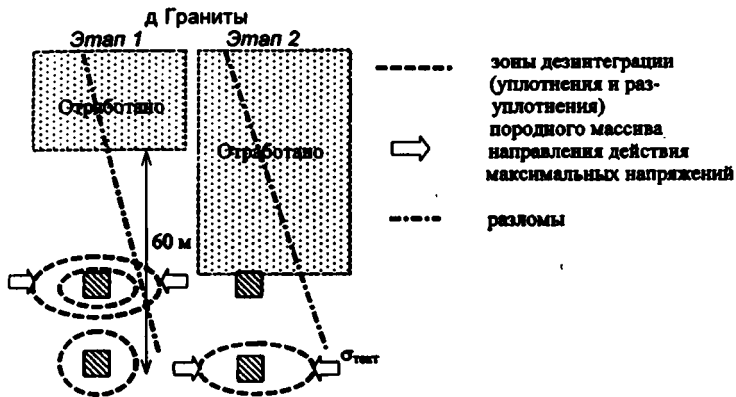
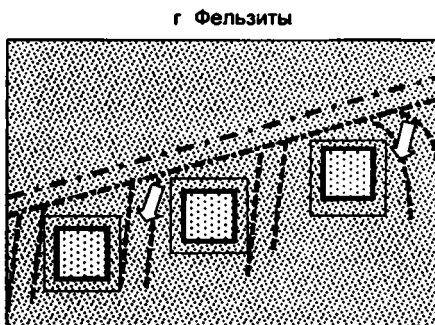
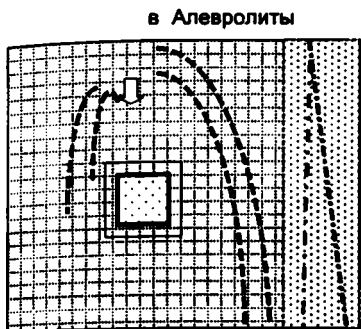
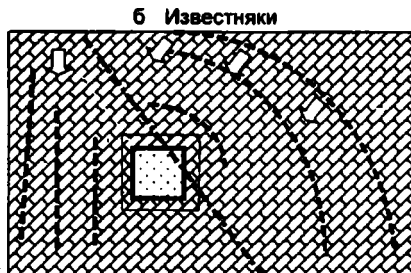
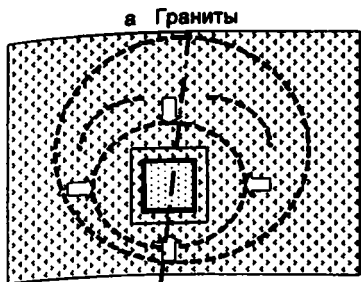
Ориентация зон относительного разуплотнения приконтурной части массива является следствием общих закономерностей процесса деформирования и разрушения тектонически нарушенной трещинами различного иерархического уровня геологической среды. Процесс характеризуется «волнообразной» во времени картиной, с периодами накопления напряжений и периодами разгрузки за счет разрушения отдельных структурных связей. Различные исследователи помещают его на разные масштабные уровни – от разрушения отдельных структурных блоков пород горных пород до уровня подготовки очагов крупных землетрясений.

В последующем были обобщены результаты геофизических наблюдений, в основном методами электротриемрии и сейсмоки, по ряду месторождений, разрабатываемых различными системами [3]. На всех были зафиксированы процессы самоорганизации полей напряжений, структуры которых существенно различались между собой и зависели в основном от трех параметров: от геометрических размеров выработок, наличия крупных тектонических разломов и степени нарушенности горных пород.

На рисунке представлены схемы ориентации зон относительного разуплотнения и уплотнения, построенные для различных систем отработки и разных литологических типов горных пород на основе обобщения данных геофизических наблюдений. В целом, можно отметить одну наиболее характерную закономерность – зоны уплотнения и разуплотнения организуются так, что ориентируются перпендикулярно направлению действия максимальных сил, определяющих приток внешней энергии в приконтурную часть породного массива. Для одиночных очистных заходок в удароопасных гранитах (месторождение Антей, глубина до 550 м) (см. рисунок, фрагмент а) зоны имели форму, близкую к концентрической, и практически не зависели от пересекающих выработку крутопадающих разломов.

Там, где рудное тело падает под крутым углом, в висячем крыле указанные зоны также имеют концентрический характер, а в лежачем боку их ориентация почти вертикальна. В подготовительных штреках, расположенных в бортах очистных камер высотой до 60 м, зоны уплотнения и разуплотнения опускаются вдоль борта камер. При отработке пологих рудных тел указанные зоны также почти вертикальны, в верхней части развитию концентрической формы препятствуют тектонические швы разломов.

Распределение зон дезинтеграции для одиночных штреков было получено на упоминавшемся выше месторождении в Узбекистане, отрабо-



Ориентация зон уплотнения и разуплотнения, полученных по геофизическим данным для различных типов горных пород и систем разработки

тываемой системой с обрушением в нисходящем порядке. Этому месторождению свойственно преобладание горизонтальных составляющих тензора напряжений, что проявляется в характере распределения зон ра-

зуплотнения вокруг одиночных подготовительных выработок, расположенных на нижних подэтажах. Сначала под отработанным этажом образуются вытянутые в горизонтальном направлении эллипсоидальные зоны уплотнения и разуплотнения, а на следующем этаже их форма становится близкой к концентрической (см. рисунок, фрагмент д, этап 1). После отработки камер вышележащего этажа, напряжения концентрируются под отработанным этажом и главные компоненты тензора напряжений переориентируются, что проявляется в изменении пространственной структуры полей напряжений (см. рисунок, фрагмент д, этап 2).

Литература

1. Морозов В.Н., Татаринов В.Н. Динамика геомеханических процессов в приконтурных зонах при подземной разработке урановых месторождений // Международная конференция «Горная геофизика-98». СПб, 1998. С.171–177.
2. Tatarinov V.N. Dynamics of spatial-temporal processes in peri-contour zone. 5th International Symposium on Field Measurements in Geomechanics (FMGM 99). 1–3 December 1999. Singapore. P.589–593.
3. Tatarinov V.N. Synergy processes in the rock massifs by underground works. International conference on Geotechnical & Geological Engineering – «Geoeng 2000». Australia, Melbourne, 2000.

Т.Ю. Тверитниова

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

Соотношение региональных тектонических и локальных вулканических структур различного порядка в районе вулкана Эльбрус (Центральный Кавказ)

Эльбрус – стратовулкан Центрального Кавказа, возникший на пересечении субширотно ориентированной Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны и субмеридионального Транскавказского поперечного поднятия, в северном квадранте двух секущих эти зоны региональных сколовых структур – Баксанской линеаментной зоны северо-восточного простирания и Верхнекубанской линеаментной зоны северо-северо-западного простирания. Морфокинематические признаки региональных тектонических структур (сжатие в субширотных зонах, растяжение в субмеридиональных зонах, правосдвиговая деформация в структурах северо-западного и левосдвиговая – в структурах северо-восточного простирания) указывают на деформирование региона на новейшем тектоническом этапе в условиях субмеридионального тангенциального сжатия.

Вулканическая постройка отражает как ориентировку структур в цоколе, так и собственные структурные направления в виде кольцевых и радиальных элементов с закономерно локализованными на пересечениях главных региональных структур эпицентрами. Кольцевые и радиальные вулканические элементы представлены структурами сбросо-раздвигового типа «кавказского», северо-восточного и северо-северо-западного направлений, формирующими структурные рисунки тригональной и гексагональной симметрий. При этом для вулканической постройки характерно присутствие трех «вулканических» (западного, северо-восточного и юго-восточного) и трех «цокольных» (северо-западного, юго-западного и восточного) сегментов. В условиях региональных полей напряжений радиальные и кольцевые структуры имеют дополнительную кинематическую характеристику в виде преимущественно сдвиговой и сбросовой деформации или деформации сплющивания.

В региональной структуре Эльбруса, а также в трещиноватости его лав проявляется все многообразие сочетаний структурных особенностей цоколя и собственных структур вулканической постройки. Вулканотектоническая структура Эльбруса определяется системой главных срединных, вероятно, магмаконтролирующих разломов сложной кинематики, а также внешних кольцевых сбросов, которые служат ограничителями четвертичных вулканических образований, определяя границы Эльбрусской кальдеры. Главными срединными разломами Эльбрусской вулканотектонической структуры являются Верхнеуллукамско-Верхнемалкинский северо-восточного, Чемарткол-Терскольский северо-западного и Сылтранский разлом субширотного простирания. Среди основных граничных систем сбросов, местами образующих краевые грабенообразные структуры, – Кызылкольская, Верхнебаксанская, Кюкюртли-Колбашинская и Палнбашинская субширотного простирания, Западно-Каракаинская, Восточно-Уллукамская, Западно-Эльбрусская и Западно-Уллучиранская субмеридионального простирания, а также Ирик-Балыксубашинская северо-восточного простирания. Центры извержений расположены в узлах пересечения главных зон разломов.

Вулканотектоническая структура Эльбруса имеет асимметричное строение. В соответствии с расположением вулканической постройки на северном крыле мегантиклинория Большого Кавказа поверхность Эльбрусского основания (его цоколя) в северном направлении погружается монотонно полого, а в южном – резко скачкообразно. Это находит характерное выражение и в облике лавовых потоков северных и южных склонов – их длине, наличии резких высотных перепадов, выраженности столбчатой отдельности и т.д.

Трещиноватость лавовых потоков и игнимбритовых покровов характеризуется развитием трещин, закономерно ориентированных относительно формы вулканических тел и образующих характерные структурные рисунки в их различных частях (подошва, боковые и центральные части, кровля, тыловая, центральная, фронтальная части, участки изме-

нения направления потоков, «лавопады»). Главными, являются трещины, параллельные флюидалности (или псевдофлюидалности в игнимбритах), а также поперечные ей, ориентированные преимущественно вдоль и поперек направления движения потока и, вероятно, генетически связанные с процессами контракции лавового или игнимбритового вещества в условиях его активного движения. Большинство трещин является трещинами типа отрывов, что является признаком их первичной контрактционной природы. На активное движение уже застывающего материала указывают многочисленные зеркала скольжения – преимущественно сдвигового типа в основании (сдвиговые пояса вращения) и боковых частях (сдвиговый пояс течения, отражающий опережающее движение центральных частей потоков относительно боковых) потоков, а также сбросового и взбросового (при пологом залегании флюидалности) и сдвигового (при субвертикальном залегании флюидалности) типа в кровле потока и его центральных частях (сбросо-взбросовые пояса вращения и сдвиговые пояса течения).

Наряду с указанными трещинами, генетически связанными с внутренней структурой лавовых или игнимбритовых тел, характерно развитие разноориентированных субвертикальных трещин различных кинематических типов, которые прослеживаются в подстилающий цоколь, являясь сквозными наложенными системами трещиноватости, формирование которых связано с тектоническими полями напряжений. Каждый лавовый поток – тело сложной морфологии, которая зависит от первичной формы ложа, испытывающего изгибы в плане и в разрезе, сочетания в потоке нескольких струй – «рукавов», характера смещений по наложенным разломам. Все происходящие с вулканическим веществом процессы, как первичные (вулканические и геоморфологические – течение потоков лав в условиях расчлененного рельефа), так и вторичные (тектонические – структурные перестройки вулканитов вследствие действия наложенных полей напряжений или смещений по системам наложенных разломов), отражены в главном показателе его структурной организации – флюидалности, а также в ее сочетании с секущими трещинными структурами. При этом важнейшими показателями являются ориентировка флюидалности, степень ее нарушенности поперечными и косыми трещинами (наличие поясов и систем трещиноватости), морфокинематические особенности трещин, параллельных флюидалности и секущих ее. В условиях расчлененного рельефа течение лавы происходит сложной системой рукавов, при слиянии которых характерна субвертикальная ориентировка флюидалности.

Трещиноватость в цоколе характеризуется региональными закономерностями и входит в структурный парагенез субмеридионального сжатия, отражая тем самым региональные условия деформирования. Главными морфокинематическими системами трещин являются субширотные структуры сжатия, субмеридиональные структуры растяжения, правые сдвиги северо-западного и левые сдвиги северо-восточного простира-

ния. Указанные системы трещин в четвертичных лавах Эльбруса соответствуют по ориентировке основным системам региональной сети линейных элементов во всем их многообразии, а по кинематическим особенностям – кинематике региональных разрывных нарушений. Сквозные системы трещиноватости в вулканических образованиях формируются путем локализации деформации в отдельных системах различного типа механического разрушения (сколового, отрывного, сплющивания).

Литература

1. Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Катова Д.М., Пурига А.И. Эльбрусская кальдера (Северный Кавказ) // Докл. АН. 1998. Т. 363, № 4. С. 515-517.
2. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус // Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Труды ВАГТа. Вып. 6. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 92-127.
3. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 277 с.
4. Павлинов В.Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Ч. 1. Структурная геология. М.: Недра, 1979. 353 с.
5. Расцветов Л.М. Сдвиги в позднеальпийской структуре Большого Кавказа // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М. 1996. С. 118–120 (Тез. докл. XXIX Тектонич. совещ.).
6. Тегритинова Т.Ю. Предварительные данные о трещинных структурах разрушения в четвертичных лавах Эльбруса // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 218–219 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.).
7. Тегритинова Т.Ю. Некоторые черты симметрии в структуре вулкана Эльбрус // Новые идеи в науках о Земле: Тез. докл. V Междунар. конф. М., 2001. С. 114.
8. Тихомиров В.Г. Структурная геология вулканических массивов. М.: Изд-во МГУ, 1985. 184 с.

Ал.В. Тевелев

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

Широтные транспрессивные зоны Южного Урала (Восточно-Уральский мегаблок)

В пределах Восточно-Уральского мегаблока (ВУМ) достаточно широко распространены структурные элементы «неуральского», широтно-простирающиеся, часто представленные зонами интенсивной тектонизации. Они изучены слабо, хотя расшифровка их строения и механизма образования очень важна для понимания региональной структуры и эволюции полей напряжения. В докладе рассматриваются две широтные зоны тектонизации (Астафьевская и Варшавская), устроенные по-разному, занимающие различное положение в общей структуре ВУМ, но сформировавшиеся в единых геодинамических условиях и имеющие близкую кинематику. Они интерпретируются как локальные транспрессивные зоны, связанные с субмеридиональными сдвигами.

Положение широтных зон тектонизации в региональной структуре. Как уже отмечалось ранее [1, 2], структура Восточно-Уральской мегазоны представляется квазисимметричной – с центральной антиформной зоной и боковыми синформными (восточной и западной). От соседних структур мегазоны отделена шовными зонами сдвигового характера: Уйской на западе и Копейской на востоке. Астафьевская зона тектонизации принадлежит восточному борту западной синформной зоны, а Варшавская – западному борту восточной. Первая расположена севернее крупной Джабыкской куполовидной структуры антиформной зоны, а вторая – южнее. В соседние структурные элементы ВУМ они не продолжаются.

Фактический материал. Астафьевская зона тектонизации прослеживается севернее пос. Астафьевский в широтном направлении от пос. Южный на западе до пос. Порт-Артур на востоке и имеет размеры 25х5 км. Она представляет собой пакет полого (10–20°) погружающихся на север тектонических пластин, надвинутых на известняки верхнего визе – серпуховского яруса (биргильдинская толща). Нижняя пластина подстилает пакет практически по всей длине, имеет Z-образную в плане форму и представлена базальтовыми туфами слюдинской толщи нижнего ордовика, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Породы интенсивно катаклазированы и рассланцованы. Надвиги, залегающие выше, имеют линзовидную форму и выклиниваются на запад, последовательно «выплескиваясь» на пластину основания пакета.

В восточной части зоны на метатуфах залегает тектоническая пластина, сложенная метааркозовыми сланцами московской толщи нижне-среднего ордовика. В свою очередь, она перекрыта маломощной пластиной известняков биргильдинской толщи, на которую надвинуты карбонатно-терригенные толщи турне-ранневизейского возраста и трахибазальты березиновского вулканического комплекса середины визе. Мощность отдельных покровов колеблется от первых сотен до 600–700 м. Между ними часто прослеживаются маломощные линзы серпентинитов. Общая мощность пакета тектонических пластин, вероятно, не превышает 2–2,5 км. Пологое северное падение пластин подтверждено глубоким бурением в районе рудника Южный (данные Г.И. Страшненко, 1978).

С запада и востока Астафьевская зона тектонизации ограничена субмеридиональными сдвигами, с севера в нее утыкаются, разворачиваясь широтно, структуры западного борта Восточно-Уральского мегаблока, а на юге к ней примыкает слабо тектонизированный Ялтырский гранитидный массив, также имеющий широтную ориентировку.

В гравитационном поле Астафьевская зона тектонизации выражена системой широтных ступеней амплитудой 5–6 мГал, на востоке плавно разворачивающихся на север, а на западе – на юг. В магнитном поле ей отвечает серия знакопеременных линейных аномалий интенсивностью до 200 нТл, как правило, связанных с серпентинитами. Возраст Астафьевской зоны определяется в интервале средний – поздний карбон исходя

из того, что в ее строении участвуют известняки серпуховского века, а прорывается она раннепермскими гранитоидами степнинского комплекса.

Варшавская зона состоит из двух различных по своему строению отрезков и представляет собой сорванный и интенсивно тектонизированный южный контакт одноименного гранитного массива. Западный отрезок прослеживается по правому берегу р. Карагайлы-Аят от дер. Коноплянка до пос. Варшавка на 5 км при ширине около 2–3 км, а восточный имеет протяженность около 8 км и кулисно надстраивает зону в 4 км южнее. Отрезки сочленяются по меридиональному разрыву, маркированному телами серпентинитов.

Западный отрезок Варшавской зоны в своей северной части представлен разгнейсованными гранитами Варшавского массива, а в южной – серией маломощных пластин метаморфизованных и рассланцованных граувакковых песчаников рымникской толщи ордовика. Разгнейсование в гранитах и рассланцевание во вмещающих породах в целом конформны и имеют пологое (20–40°) южное падение. Граниты в эндоконтактной зоне насыщены пластообразными ксенолитами ороговикованных песчаников, которые часто бывают будинированы. Непосредственно в зоне контакта шириной от 500 до 1000 м чередуются маломощные пластины гранитов и вмещающих пород мощностью в первые десятки метров. Не исключено, что пластины песчаников также представляют собой крупные ксенолиты с полностью сорванными интрузивными контактами.

Граниты северной части зоны тектонизированы неравномерно: узкие полосы интенсивного разгнейсования разделены широкими участками нетектонизированных пород. Практически повсеместно сорваны контакты крупнозернистых гранитов главной фазы внедрения и мощных (более 5 м) даек мелкозернистых гранитов, образующих две системы – крупные (субмеридиональные) и пологие. Обычно и крупнозернистые, и мелкозернистые граниты в контакте рассланцованы до листоватых сланцев. Мощность зон приконтактового рассланцевания составляет, как правило, 20–40 см. Часто в гранитах наблюдаются наклонные зеркала скольжения с совпадающим направлением падения самого зеркала и штриховки.

Тектонические пластины вмещающих пород южной части зоны выделяются не очень четко, так как метапесчаники рымникской толщи сильно метаморфизованы и превращены в биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы, реже – амфиболиты. Степень метаморфизма пород не зависит от их положения относительно интрузива. Все породы сильно расланцованы и повсеместно содержат мелкие будины кварцевых жил.

Восточный отрезок Варшавской зоны в своей северной части имеет строение, близкое строению западной части, а с юга на граниты надвинуты серпентиниты Южно-Варшавского массива. В основании надвига располагается зона серпентинитового меланжа, в котором глыбы массивных серпентинитов погружены в интенсивно рассланцованные серпентиниты. Кроме того, в меланже встречаются крупные глыбы гранитов.

Характер западного ограничения Варшавской зоны тектонизации не ясен. Не исключено, что она продолжается на запад вплоть до восточного контакта Неплюевского массива гранитоидов, т.е. еще более 5 км. На востоке Варшавская зона ограничена серией меридиональных надвигов (сдвиго-надвигов), по которым на Варшавский массив надвинута раннекаменноугольная угленосная брединская свита. В северном направлении степень тектонизации гранитов постепенно уменьшается, хотя мало-мощные (до 1 м) широтные зоны расланцевания встречаются еще в нескольких километрах от контакта.

В гравитационном поле Варшавская зона тектонизации выражена четкой широтной ступенью протяженностью около 20 км с амплитудой 5–6 мГал, на востоке плавно изгибающейся на север, а на западе – на юг, а в магнитном поле ей соответствует глубокий минимум (более 3000 нТл), который не может быть полностью объяснен сопряженным с ним максимумом (до 3000 нТл), расположенным южнее над массивом серпентинитов. Возраст Варшавской зоны тектонизации определяется возрастом участвующих в ее строении гранитов, которые, видимо, относятся к пластовскому комплексу раннего–среднего карбона, т.е. он, скорее всего, средне-позднекаменноугольный.

Модель формирования широтных зон тектонизации. Описанные зоны тектонизации имеют близкий возраст и ряд объединяющих их характерных особенностей. Они изначально являются локальными, т.е. резко ограничены по простирацию. В строении зон участвуют разнообразные комплексы пород, как правило, с разными реологическими свойствами. Они четко выражаются в геофизических полях, т.е. не являются приповерхностными. В пределах зон тектонизации наблюдается высокая степень переработки пород, вплоть до метаморфизма амфиболитовой фации. В обоих случаях отмечаются четкие структурные элементы, указывающие на меридиональное сжатие.

Обе зоны тектонизации сопряжены с меридиональными сдвигами разных шовных зон ВУМ, но обе расположены на правых коленообразных изгибах генеральных сдвигов, т.е. представляют собой локальные зоны транспрессии. При такой морфологии генеральных сдвигов меридиональное сжатие и в том, и в другом случае указывает на левостороннее сдвигание. Анализ параметров гравитационного поля показывает, что в обеих зонах более тяжелые части земной коры (базальтовые комплексы ордовика и карбона, граувакковый комплекс ордовика) встречно надвинуты на более легкие (метаморфиты Джабыкской куполовидной структуры): по Астафьевской транспрессивной зоне с севера на юг, по Варшавской – с юга на север. Конкретные амплитуды надвигания оценить трудно, однако, если судить по масштабам тектонизации, метаморфизму пород и скученности весьма разнородных и разновозрастных комплексов, они представляются весьма значительными. Не совсем понятным при такой модели остается взаиморасположение двух отрезков Варшавской зоны (восточный – южнее, а не севернее, как это должно

было быть при левостороннем меридиональном сдвиге). Возможны два объяснения такой геометрии такое расположение отражает: 1) (менее вероятное объяснение) первичную форму сдвигаемого блока; 2) (более вероятное) разную скорость движения блоков, причем восточный блок выдавливался на юг за счет клиновидной формы с северным острием.

Работа выполнена при поддержке МПР РФ, ФЦП «Интеграция», грантов «Университеты России» и «Научные школы».

Литература

1. *Тевелев Ал.В., Кац М.Я., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., Охалкина Е.Ю.* Тектоника южной части Восточного Урала (новые данные и проблемы) // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 220–222 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
2. *Тевелев Ал.В.* Особенности развития магматизма и формирования складчато-покровной структуры южной части Восточно-Уральского мегаблока // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 510–514 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).

Арк.В. Тевелев

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

Группы новейших литосферных сдвигов

Новейшие крупномасштабные сдвиговые зоны включены в литосферу разного типа и характерны для различных тектонических обстановок. Большинство океанских сдвигов приурочены к активным плитным окраинам, где входят в состав спрединговых и субдукционных систем; в редких случаях сдвиги пересекают океанские сегменты плит целиком. Установлено, что по морфологическим и тектоническим характеристикам выделяется не менее десяти групп океанских сдвиговых зон, играющих разную тектоническую роль и имеющих разное распространение и различное кинематическое поведение. Крупные континентальные сдвиги распределены между коллизионными, рифтовыми и субдукционными областями, они также расположены главным образом на границах плит, микроплит и крупных коровых блоков. В некоторых случаях сдвиговые зоны пересекают континентальные сегменты плит целиком. Показано, что соответственно тектонической позиции выделяется 11 групп континентальных сдвигов.

Несмотря на то, что по традиции все крупные океанские сдвиги называются трансформными разломами, собственно вильсоновскую динамику имеют только сдвиги срединно-океанических хребтов. Строение и эволюция этих структур в значительной степени зависят от их геометрии и скорости движений на разломе; по этим параметрам выделяются четыре группы трансформ растяжения [OE1-4]. С трансформами типа

дуга-дуга ситуация менее определена, поскольку управляющие механизмы субдукции до сих пор остаются дискуссионными. Некоторые модели предполагают преимущественно гравитационный контроль субдукционных процессов, и в этом случае вильсоновская схема сдвигообразования будет подходящей и для трансформ типа дуга-дуга. В целом океанские трансформные разломы дуга-дуга включают по крайней мере три группы структур, различающихся по морфологии и строению – это окончания субдукционных дуг малой кривизны [OC5], короткие междуговые трансформы [OC6] и длинные трансформы сжатых дуг [OC7], близких по развитию к крупнейшим коллизионным сдвигам.

Океанские трансформы типа хребет-дуга включают также три разных группы структур. Наиболее распространены короткие, поперечные к континентальным окраинам границы малых плит [OM8]; эволюционно это относительно неустойчивые образования, часто меняющие конфигурацию и динамический режим. Менее распространены длинные, часто составные разломные зоны [OM9], разделяющие крупные сегменты океанских плит с разными скоростями раздвижения и, так или иначе, связанные с тройными сочленениями. И наиболее редки продольные к континентальным плитным окраинам длинные разломные зоны со смешанной сдвиго-поддвиговой кинематикой [OM10]. Деформации, контролируемые сдвиговую компоненту этих разломных зон, соответствуют транспрессивным в подстилающей плите и транстенсивным в перекрывающей, а сами сдвиговые зоны близки по динамике к косым межблоковым сколам (транскуррентным сдвигам).

Крупномасштабные континентальные сдвиги подразделяются на два типа: сдвиги, близкие по простиранию к главным направлениям конвергенции (дивергенции) в соответствующих коллизионных или рифтовых поясах, и сдвиги косые до нормальных, к этим направлениям.

Сдвиговые зоны первого типа («континентальные трансформы») классифицируются по аналогии с соответствующими океанскими структурами на сдвиги областей растяжения, областей сжатия и смешанные.

Развитие сдвигов областей растяжения связано с разными тектоническими ситуациями. Первый случай [KE11] – когда они соединяют дискретные сегменты активных континентальных рифтовых систем, т.е. в кинематическом смысле являются континентальными аналогами трансформных разломов типа хребет-хребет (тип Бургундской сдвиговой зоны, сдвига Руква, Байкальской сдвиговой зоны). Другой случай – это континентальные сдвиги, включенные в океанские активные области разрастания [KE12], т.е. континентальные сегменты океанских трансформ растяжения (тип разлома Сан-Андреас). Третий вариант – это трансконтинентальные системы трансферных разломов и множественных рифтовых впадин [KE13], которые соединяют далеко отстоящие спрединг-центры разных рифтовых систем (типа Центрально-Африканской, и возможно, Центрально-Американской сдвиговой системы).

В областях активного сжатия крупномасштабные континентальные сдвиги развиваются в нескольких тектонических обстановках. Наиболее распространены сдвиги [КС14], связывающие зоны сжатия, в которых конвергируют только континентальные блоки (классический случай коллизионной тектоники), а основным крупномасштабным механизмом поглощения коры является ограниченная континентальная А-субдукция. Сдвиги этой группы четко выделяются по структурным, геоморфологическим и сейсмическим характеристикам и рассматриваются как кинематические аналоги трансформных разломов дуга-дуга (тип Таласо-Ферганского разлома, Дарвазского сдвига и пр.).

Другая группа компрессионных сдвигов [КС15] представлена разломными зонами, связывающими области океан-континентальной и чисто континентальной субдукции (тип сдвига Чаман). В целом, их строение мало отличается от предыдущих – и те, и другие являются областями транспрессивной тектоники и выражены складчато-надвиговыми горными поясами. Следующей разновидностью континентальных сдвигов сжатия [КС16] являются континентальные отрезки трансформных разломов типа дуга-дуга, сочленяющие океан-океанские или океан-континентальные зоны субдукции (тип сдвиговой зоны Тьерра-дель-Фуэго в Патагонии, которая наращивает разломы Фолклендской трансформной зоны). Еще одна группа [КС17] включает сравнительно небольшие сдвиговые зоны, косо пересекающие островные дуги (главным образом Западной Пацифики) и составляющие единую систему с океанскими междуговыми трансформами.

Континентальные сдвиги, изоструктурные океанским трансформам типа дуга-хребет, сочленяют активные области разрастания и поглощения, которые обмениваются вдоль сдвигов массами и движениями. Так же, как континентальные сдвиги других групп, они включают и чисто континентальные структуры, и континентальные сегменты в целом океанских трансформ. Для сдвиговых зон первой группы [КМ18] характерно эшелонированное строение и развитие длинных пулл-апартовых бассейнов, иногда почти целиком выполняющих сдвиговую зону (тип сдвига Мертвого моря). Единственный сейчас представитель второго типа смешанных сдвигов [КМ19], Альпийский разлом в Новой Зеландии, развивается в обстановке косоугольной субдукции, и в структурном смысле принципиально не отличается от компрессионных сдвиговых зон или срединных сдвигов островных дуг.

В т о р о й т и п крупномасштабных континентальных сдвиговых зон представлен разломами областей косоугольного взаимодействия крупных литосферных блоков, в том числе сдвигами, которые ограничивают тектонические клинья областей синтаксисов горно-складчатых поясов. Сдвиги подобного рода расположены косо или даже продольно к основной тектонической зональности и всегда имеют смешанную (транспрессивную или транстенсивную) деформационную историю. В новейшее время наиболее распространены два вида континентальных сдвигов вто-

рой группы. Сдвиги, связанные с косою океан-континентальной субдукцией [КТ20], представлены многочисленными срединными разломными зонами островных дуг или близких к ним субдукционных образований (сдвиги Филиппинский, Медианная линия Японии, Атакама, Тымь-Поронайский, Суматра и др.).

Некоторые из этих сдвигов прослеживаются по простиранию во вторичных спрединговые центры и формально могут рассматриваться как трансформы типа хребет-дуга, однако основным фактором их развития является сдвиговая составляющая косою пододвижения океанской плиты под островную дугу. Сдвиги [КТ21] внешних ограничений коллизионных тектонических клиньев (Южно-Гиссарский, Гератский, Алтынтагский, Болнайский, Северо-Анатолийский, Загросский и др.) развиваются в условиях сложных многоблоковых взаимодействий, их эволюция неоднозначна и не может быть представлена простыми моделями. Сдвиги, составляющие каждую из этих групп, структурно и морфологически очень похожи между собой. Континентальные сдвиги второй группы обладают экстремальной сейсмичностью и зачастую расположены в плотно заселенных областях, отчего представляют наибольшую экологическую опасность.

Н.И. Тимонин

Институт геологии (ИГ) Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Тектоника Пай-Хоя по данным геофизических исследований

Пай-Хой – крупная покровно-складчатая структура Европейского северо-востока России – расположена на Югорском полуострове, омываемом водами Печорского моря (Хайпудырской губы) и Карского моря (Байдарацкой губы). На северо-западе проливом.

Югорский Шар полуостров отделен от о-ва Вайгач, с которым и с расположенным к северо-западу от него двойным островом Новая Земля образует Пайхойско-Новоземельскую покровно-складчатую область. На юго-востоке Пай-Хой сочленяется с Полярным Уралом.

С севера на юг на Югорском полуострове выделяются: Карская впадина, Пайхойское поднятие (сложно построенная складчато-покровная зона), Коротайхинская впадина и северная оконечность Полярного Урала [3, 4].

Основной структурой является Пайхойское поднятие, ограниченное на севере Северо-Пайхойским, а на юге – Южно-Пайхойским крупноамплитудными надвигами. В составе Пайхойского поднятия выделяются две структуры второго порядка – Пайхойский карбонатный параавтохтон, сложенный карбонатными формациями палеошельфа, и Карский аллохтон, сложенный сланцевыми палеобатиальными формациями. По-

следний по крупноамплитудному Главному Пайхойскому разрыву надвинут на структуры параавтохтона.

В строении Пай-Хоя и примыкающих к нему впадин Предуральского краевого прогиба (Коротаихинской на юге и Карской на севере) участвуют три группы формаций: доорогенная преимущественно карбонатная мелководного шельфа (елецкий комплекс); орогенная, представленная пермо-триасовыми молассами краевого прогиба, и формации континентального склона, сложенные конденсированными карбонатно-терригенными и кремнисто-сланцевыми отложениями (пайхойский комплекс).

Граница между внутренней (припайхойской) и внешней зонами Коротаихинской впадины по фундаменту и нижней части осадочного чехла проходит по крупному Бельско-Щучьинскому разлому [1], который наследует по поверхностным структурам Главный Пайхойский надвиг [3]. По гравиметрическим данным в зоне Бельско-Щучьинского разлома уверенно прослеживается протяженный минимум поля силы тяжести, восточнее которого отмечается значительное повышение напряженности поля вследствие воздымания фундамента в сторону центральной части Пайхойского поднятия.

Анализ магнитного поля над Коротаихинской и Карской впадинами и Пайхойским поднятием показывает на однотипность их региональной составляющей, из чего можно предполагать, что состав фундамента одинаков в пределах всей этой территории, вплоть до Байдарацкого разлома. На основе данных сейсморазведки можно спрогнозировать поведение поверхности фундамента к северо-востоку, в сторону Пайхойского поднятия. Гравитационное поле в этом направлении повышается на 40 мГал, что соответствует подъему фундамента от 10 км в зоне Бельково-Щучьинского разлома до 4 км в центральной части Пайхойского поднятия. Под Карской впадиной фундамент погружен до 6–8 км.

Аллохтонное положение пайхойского комплекса подтверждается всеми проведенными геолого-геофизическими исследованиями. По данным сейсморазведки во внутренней части Коротаихинской впадины установлен ряд разрывных нарушений типа пологих надвигов северо-западного простирания и падения плоскостей сместителя на северо-восток. Основным структурообразующим дизъюнктивом считается надвиг F, по которому произошло перемещение огромных масс осадочного чехла в юго-западном направлении на расстояние, превышающее 15 км. Под складчатыми сооружениями Пай-Хоя оказался елецкий карбонатный комплекс (работы А.В.Журавлевой 1979–1982 гг. и Н.А.Хайдарова, 1986 г.). В свою очередь, последний, в качестве параавтохтона перекрывает молассы самой Коротаихинской впадины.

На Пай-Хое сейсморазведочными работами на разных стратиграфических уровнях установлено большое количество послонных срывов (флэтов), совпадающих с положением в разрезе пластичных (некомпетентных) толщ [2]. Подобной тектонической расслоенностью литосферы

особенно отличается батинальный комплекс Пай-Хоя, где наиболее крупные срывы приурочены к основанию фанерозойских отложений, к ряду толщ ордовика и силура, к средне- и верхнедевонским пластичным пачкам, к основанию орогенного комплекса осадков [3, 4].

Центральная часть Пайхойского поднятия представляет собой крупную антиформу, сложенную в осевой части конденсированными породами силурийско-ордовикского возраста и осложненными многочисленными разрывными нарушениями. На аллохтонную природу этих образований указывают многочисленные бескорневые интрузии диабазов и габбро-диабазов, закартированные геологической съемкой и уверенно проявляющиеся в магнитном поле. При пересчете магнитного поля вверх над выявленными интрузиями аномалии исчезают уже на высоте 4–5 км.

Характер распространения карбонатной части разреза к востоку от Бельковско-Щучьинского разлома можно оценить по большому объему проведенных здесь сейсмических исследований. Сейсмический материал с удовлетворительным разрешением получен во внутренней части Коротаихинской впадины, до фронта Южно-Пайхойского надвига. Сейсморазведочные работы позволяют говорить о наличии крупных поднадвиговых структур в автохтонной части разреза и района ее сочленения с Пайхойским поднятием (работы Корниловой, Орлянского, Хайдарова, 1981–1986 гг.).

Все выявленные поднадвиговые структуры Припайхойской зоны Коротаихинской впадины уверенно отражаются в локальном гравитационном поле аномалиями от 1 до 2,5 мГал.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 01-05-96412).

Литература

1. *Богацкий В.И., Ласкин В.М.* Структурно-тектоническое строение Пай-Хоя по геофизическим данным и перспективы его нефтегазоносности // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России (новые результаты и новые перспективы). Т. 3. Сыктывкар, 1999. С. 25–28.
2. *Ростовщиков В.Б., Прохоров С.А., Бушуев А.С.* Особенности нового этапа в региональном изучении строения Тимано-Печорской провинции геолого-геофизическими методами // Геотектоника Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1988. С. 86–89 (Тр. X геол. конференции Коми АССР).
3. *Тимонин Н.И., Юдин В.В.* Тектоника Пай-Хоя. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999. 36 с. (Сер. Научн. докл.; Вып. 418).
4. *Юдин В.В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 286 с.

Квантово-геодинамическое моделирование геолого-геофизических структур

Моделирование осуществлялось в рамках квантовой геодинамики [1] – нового направления, основанного на представлениях о квантованности размеров и времени развития парагенезисов (вещественных, структурных). При такого рода моделировании естественным образом реализуется принцип дополнительности, т.е. оказывается востребованной информация, полученная в разных системах наблюдений и при разных масштабах. Неопределенности принципиального характера, которые возникают при построениях, обусловлены главным образом точностью определения пространственно-временных границ структур. Формулировки основных понятий приводятся в [2].

Теоретические представления. Известно, что физические явления могут быть промоделированы при помощи геометрических фигур, имеющих ту же симметрию, что и рассматриваемое явление [3]. Симметрия силы удовлетворяет симметрии конуса (пирамиды, стрелки и т.д.). При суперпозиции двух сил F_1 и F_1 , ориентированных по радиусу Земли, составная фигура приобретает симметрию цилиндра. Проводя соответствующие построения – получаем геометрическое отображение силы F_2 . Учитывая, что поступательное движение сопровождается вращательной компонентой, мы должны приписать нашей геометрической комбинации правую или левую симметрию. Таким образом, в нашем распоряжении имеется палетка геодинамического поля (ГДП) уровня $m=0$ (рис. 1, б). При ведущей роли F_2 (горизонтальное сжатие) палетка должна быть развернута на 90° . Полная структура поля (рис. 1, а) уровня $m=k$ рассчитывается, по формулам из [4].

Замечательным свойством рассматриваемой модели является наличие зоны динамического равновесия, где $F_1 = F_1$. Проведенный анализ показывает, что этим зонам могут быть сопоставлены с высокой точностью границы раздела оболочек Земли, границы раздела в геолого-геофизических разрезах разномасштабных структур, в том числе, зоны пониженных скоростей сейсмических волн и др. Мощность зоны равновесия определяется по формуле: $N=h_m \cdot 0,0715$.

Суммарную силу F , действующую на движущийся объект со скоростью V и под действием F_1 можно представить в виде $F = F_1 + (V/U)F_2$, где U – скорость распространения ГДП (скорость деформирования). ГДП может быть постоянным, переменным, однородным и неоднородным. Различаются ГДП I рода – движение объекта за счет собственных сил при пассивной роли окружающего пространства (диапир) и ГДП II

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия.

² Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия.

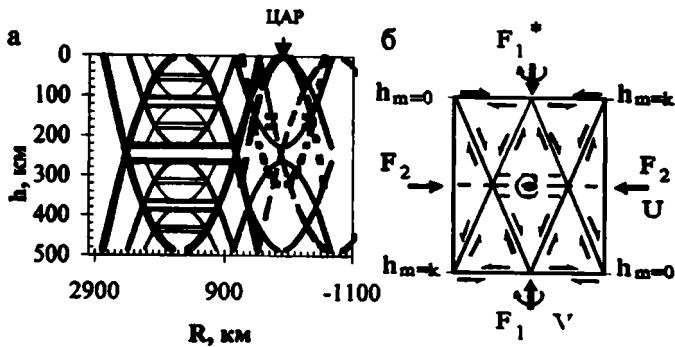


Рис. 1. Схема геодинамического поля: а – расчетная; б – теоретическая.

рода – движение в раздвиге при сдвиге.

Примеры. Некоторые примеры эффективности использования данной модели можно найти здесь [5, 6]. Вообще-то структуры, формы с симметрией конуса имеют очень широкое распространение: волны, горы, «корни» материков, островных дуг. Геолого-геофизические исследования [7] показали, что подобные структуры, названные «тектоносферными воронками» (ТСВ), характерны для платформ, щитов, разномасштабных блоков, в пределах которых локализуются рудные районы, узлы и поля. Так, в пределах Алданского щита выделяется Алданская ТСВ четырехугольной формы, которая ограничена пологими разломными зонами, падающими к центру структуры. Комплексная интерпретация данных МТЗ позволила в разрезе закартировать высокоомную коническую структуру, пронизанную вертикальными электропроводными вставками. Она отождествляется с гравимагнитной ТСВ Центрально-Алданского района (ЦАР), которая приурочена к Центрально-Алданскому глубинному разлому.

Вместе с тем, рассматриваемые структуры находятся в пределах Алданской морфоструктуры центрального типа (МЦТ) и в области взаимоперекрывтия с Амурской и Яно-Колымской МЦТ [8]. Это свидетельствует о том, что в пределах Алданской МЦТ могут выделяться явления, связанные как с ее собственным развитием, так и с развитием Амурской и Яно-Колымской структур [6]. На рис. 1, а фрагментарно показано в разрезе собственное потенциально возможное ГДП Алданской МЦТ ($m=0$; толстая штриховая линия), Амурской ($m=2$) и ей подобных ($m=0$ и $m=1$).

На рис. 2 представлено собственное потенциальное ГДП Алданской МЦТ, рассчитанное до уровня $m=3$ в сопоставлении с геофизическим разрезом. Как видно, плотностные неоднородности, как и на Курильской дуге, располагаются между зонами динамического равновесия уровней $m=0, 1, 2$ [4] и приурочены к зонам $m=3$. Разломы же занимают несогласное положение относительно силовых линий поля. Кроме того, если

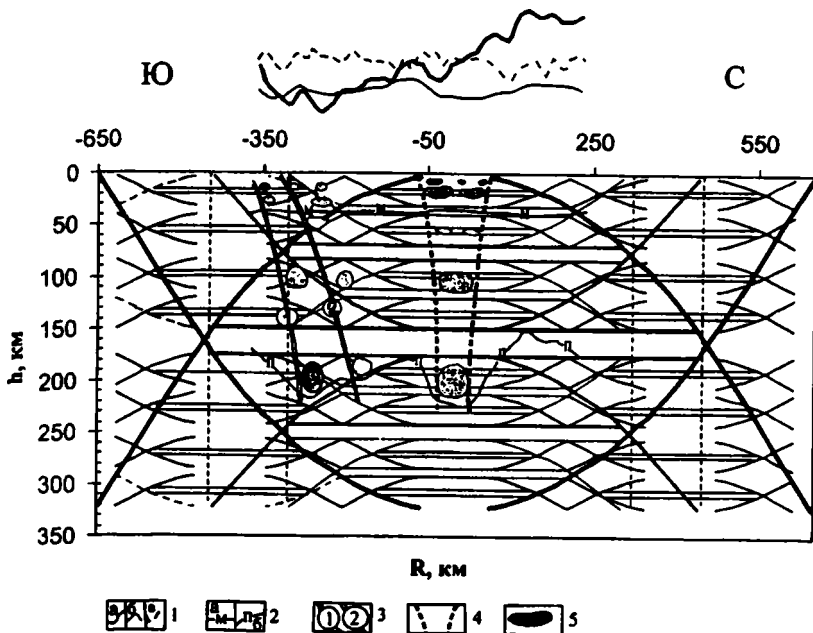


Рис. 2. Схема рассчитанного геодинамического поля Алданской морфоструктуры в сопоставлении с упрощенным геофизическим разрезом по суб-меридиональному профилю АЯМ

1 – кривые (уровень условный): а – аномалии силы тяжести; б – изостатические аномалии в редукции Грааф-Хантера; в – полный вектора магнитного поля; 2 – геофизические границы: а – «М» поверхность частичной изостатической компенсации; б – «П» поверхность полной изостатической компенсации; 3 – Олекма-Аянская (1) и Становая (2) разломные зоны; 4 – высокоомная зона Центрально-Алданского района; 5 – плотностные неоднородности (магматические палеоочаги).

поверхность частичной изостатической компенсации М совпадает с зоной равновесия, то поверхность полной изостатической компенсации П имеет ломанные очертания и пересекает зону равновесия. Эти особенности, вероятно, и обусловлены влиянием соседних с Алданской МЦТ одноранговых морфоструктур. В пользу этого свидетельствует и то [6], что ЦАР по своим размерам и составу проявленного оруденения относится к амурскому типу структур.

Литература

1. Тишкин Б.М. Квантовая геодинамика – новая парадигма в геологии // Вест. ДВО РАН. 1994. № 4. С. 91–102.
2. Тишкин Б.М. Геодинамическое подобие тектономагматических систем: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1997. 30 с.

3. Шубников А.В. О работах Пьера Кюри в области симметрии // Избр. тр. по кристаллографии. М.: Наука, 1975. С. 133–153.
4. Тишкин Б.М. Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 67–79.
5. Тишкин Б.М. Результаты моделирования пространственно-временных параметров структур в Солнечной системе в связи с геологическими процессами // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 208–211 (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 2).
6. Тишкин Б.М. Задача о дискретном и непрерывном развитии геодинамического пространства // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 524–529 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
7. Абрамов В.А. Структура и динамика тектоносферы Алданского щита. Владивосток: Дальнаука, 1993. Ч. 1, 2.
8. Кулаков А.П. Гигантские морфоструктуры центрального типа Востока Азии, особенности их строения и развития // Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. С. 63-75.

А.И. Трегуб, А.А. Великанов

Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

Разломы в осадочном чехле платформ по геолого-геофизическим данным (на примере Воронежской антеклизы)

В соответствии с современными представлениями разломы рассматриваются как объемные образования. Они характеризуются областями динамического влияния (ОДВР), под которыми понимаются области повышенных по сравнению с фоновыми деформаций. При пересечении ОДВР с дневной поверхностью образуются зоны динамического влияния разломов (ЗДВР). Строение ЗДВР определяется их инфраструктурой, которая зависит от стадии развития ОДВР и динамических условий их формирования. Выделяется три стадии: пликативная (начальная), дизъюнктивно-пликативная (промежуточная), дизъюнктивная (финальная).

Пликативная стадия отмечена развитием пластических деформаций, сопровождающихся зарождением сети приповерхностной трещиноватости, которая определяет равномерно-дисперсный тип инфраструктуры ЗДВР [1].

Промежуточная стадия характеризуется неравномерным по площади ростом в длину и глубину отдельных первичных трещин, а также образованием в пределах ЗДВР деструктивных полей. На этой стадии возникают отдельные фрагменты сместителя, определяющие дискретно-дисперсный тип инфраструктуры ЗДВР.

Финальная стадия – стадия образования магистрального сместителя, фиксируется линейно-концентрированным типом инфраструктуры ЗДВР. Прохождение разломом всех стадий развития требует стабильности параметров поля напряжений в продолжение определенного отрезка времени. В условиях относительно слабой геодинамики платформ раз-

ломы в осадочном чехле редко переходят за пределы начальной и промежуточной стадий. Смена полей напряжений приобразований структурных этажей осадочного чехла прерывает процесс формирования ОДВР и заставляет их как бы зарождаться заново в новых динамических условиях. На развитие ОДВР в осадочном чехле большое влияние оказывает изначальная структурированность среды, выраженная разноранговой диагенетической трещиноватостью, сквозь которую преломляется дизъюнктивная компонента ОДВР. Преобразование ОДВР в осадочном чехле первостепенное значение имеют активные разломы в фундаменте. Основываясь на геодинамической модели формирования структуры фундамента Воронежского кристаллического массива (ВКМ) [2], среди разломов можно выделить несколько их возрастных генераций: архейскую, раннепротерозойскую (коллизийную). Позднепротерозойскую (характеризующую авлакогенный этап развития платформы). Образование ОДВР осадочного чехла на разных этапах его формирования связано с активизацией различных генераций разломов в фундаменте.

Диагностика и картирование ОДВР в осадочном чехле опирается на геологические и геофизические методы. Комплекс геологических методов предусматривает изучение структурной анизотропии осадочного чехла по геоморфологическим, литолого-фаціальным, гидрогеологическим, геохимическим параметрам.

Геофизические методы в качестве основных включают применение наземной электроразведки и сейсморазведки. При простых геологоструктурных условиях основной объем работ выполняется методом ВЭЗ, с помощью которого определяют общее строение территории. Величина разносов питающей линии АВ выбирается в зависимости от глубинности исследований, а шаг наблюдений – от их масштаба. Он не должен превышать длину максимальных разносов питающей линии ВЭЗ для обеспечения непрерывности прослеживания самого глубокого горизонта. При сложных геологоструктурных условиях наблюдения необходимо выполнять двусторонними дипольными или трехэлектродными установками. Максимальные разносы питающих электродов должны в два – три раза превышать расстояние между соседними точками для прослеживания неоднородностей сложной формы. Для определения элементов залегания и параметров анизотропии ОДВР проводятся крестовые наблюдения. Большое значение имеет корреляция в плане экстремальных значений комплексных параметров S (продольной электрической проводимости) и T (поперечного электрического сопротивления). Комплексирование геологических и геофизических методов позволило резко повысить надежность картирования ОДВР осадочного чехла, провести их ранжирование и кинематическую классификацию.

Литература

1. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения / С.И.Шерман, К.Ж.Се-минский, С.А.Борняков и др. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.

В.Г. Трифонов

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

Хронологическая связь тектонических и климатических событий позднего кайнозоя

Обосновывается и обсуждается хронологическая связь тектонических и климатических изменений, проявляющаяся на разных временных масштабных уровнях.

Годы – десятки лет. С конца 30-х годов XIX в. наблюдениями на водомерных постах зафиксированы высокочастотные вариации уровня Каспийского моря от $-25,6$ до $-28,8$ м. Наиболее существенными были падение уровня в 1930–1940 гг. на 1,8 м и подъем на 2,3 м в 1978–1997 гг. Сейсмотектонические исследования [Иванова, Трифонов, 2002] показали, что эпохи падения уровня Каспия характеризовались активизацией очаговых зон землетрясений, расположенных в прогибающихся структурах региона (Дербентский прогиб, Нижнекуринская и Горганская впадины), тогда как активизация прибрежных склонов горных поднятий (обрамления западной половины Южно-Каспийской впадины, Апшеронский порог и сопряженная с его восточной частью окраина Карабогазского свода) сопровождалась подъемом уровня моря. Эта связь отражает влияние современных тектонических процессов, частично проявляющихся в сейсмичности, на изменение формы морского бассейна и соответственно его уровня. В стадии усиления коллизионного сжатия на обрамлениях Южнокаспийской впадины происходит поперечное укорочение, приводящее к подъему уровня моря, чему способствует усиление выноса флюидов водно-грязевыми вулканами. В стадии ослабления сжатия ускоряется погружение отрицательных структур (Дербентский и другие прогибы), приводящее к падению уровня. Вместе с тем, рассматриваемые колебания уровня Каспия связаны с вариациями его водного баланса в результате климатических изменений [Варущенко и др., 1987; Клиге и др., 1998; Каплин, Селиванов, 1999]. Таким образом, в масштабе времени годы – десятки лет в Каспийском регионе обнаруживается синхронность вариаций тектонической активности и климата.

Многие климатологи признают связь таких климатических колебаний с изменениями параметров вращения Земли, прежде всего его угловой скорости, причем эта связь может быть двусторонней. Глобальные параметры сейсмичности также оказываются связанными с изменениями угловой скорости вращения, что доказывается высокими значениями коэффициентов корреляции между числом землетрясений в 1964–1990 гг.

и модулем временной производной угловой скорости вращения, т.е. его ускорением [Горькавый и др., 1994, 1999]. Вместе с тем, А.Л.Чижевский [1973] и его последователи убедительно показали корреляцию высокочастотных климатических изменений с периодичностью вариаций магнитных возмущений и солнечной активности (наиболее устойчивый 11-летний цикл и кратная ему иерархия циклов: 5–6, 22, 33–35 лет и около 90 лет). Отмечена корреляция циклов солнечной активности и числа землетрясений [Чижевский, 1973; Сытинский, 1987], а также средних интервалов между землетрясениями с $M \geq 7$ и изменений длины цикла [Лятхер, 2000]. В.И.Кафтан и С.К.Татевян [1996] сопоставили высокочастотные колебания уровня Каспия с изменениями индекса солнечной активности и вековыми вариациями угловой скорости вращения Земли, выполнив их гармонический анализ. Модель колебаний уровня моря, построенная по первым 6 гармоникам с наибольшими амплитудами, хорошо согласовывалась с реальной кривой. Таким образом, синхронность высокочастотных климатических и тектонических изменений обусловлена регулирующей ролью вариаций солнечной активности и скорости вращения Земли.

Сотни и тысячи лет. В истории Восточного Средиземноморья, Причерноморья, Кавказа, Среднего Востока и Средней Азии намечаются всеобщие социально-политические кризисы, длившиеся по несколько столетий. Они выражаются разрушением крупных культурных общностей и государств, изменениями экономической и политической ситуации и массовой миграцией населения. Таковы кризисы середины III тыс. до н.э., XIII–IX вв. до н.э., IV–VIII вв. н.э. и второй половины XVI–XVIII столетий. Помимо социально-политических причин, эти кризисы связаны с природными факторами.

Тектонические данные о первом кризисе получены А.С.Караханяном и автором в Армении и Загросе, где выявлена серия сильнейших землетрясений ($M \geq 7,2$), датируемых серединой III тыс. до н.э.; тогда же произошли мощные извержения на Б.Арарате и в Южной Сирии. Данные о втором кризисе получены в Эгейском регионе, отличающемся наибольшей сейсмической активностью на рассматриваемой территории. Здесь выявлен пик сейсмичности, приходящийся на XIII–XII вв. до н.э. Окончание того же кризиса отмечено сильными землетрясениями начала VIII в. до н.э. в Израиле и Армении, в которой они сопровождалась извержениями. Новая активизация Эгейского региона и западного окончания Северо-Анатолийской зоны разломов (САЗР) имела место в IV–VI вв. н.э., а в VIII–IX вв. большое число таких землетрясений охватывает также Левантскую и Восточно-Анатолийскую зоны разломов, Армянское нагорье, Северный Иран и Бактрию. Улучшение регистрации землетрясений во II тыс. н.э. позволило выделять в активных зонах Ближнего и Среднего Востока сейсмические циклы около 300 и 600 лет. На этом фоне вторая половина XVII в. выделяется учащением сильных землетрясений и сильнейшими событиями с $M = 7,5–8$ в САЗР и на Юго-

Восточном Кавказе.

Эпохи кризисов отличались аридизацией климата и иногда похолоданием. На середину III тыс. до н.э. падает иссушение и некоторое похолодание, наступившие после атлантического оптимума. В Южной Туркмении аридизация проявилась в деградации Теджена, приведшей к гибели Геоксюрского оазиса, а в Закавказье – концентрацией поселений вдоль наиболее полноводных рек и миграцией населения на юг и в предгорья. В Египте в XXIV–XXII вв. высота паводков Нила резко уменьшилась, что сразу сказалось на продуктивности земледелия и привело к падению Древнего царства [Селиванов, 2000]. С XVIII в. до начала I тыс. до н.э. фиксируется прогрессирующая аридизация долины Инда, способствовавшая гибели индской цивилизации. Тогда же аридизация отмечена в Китае и Средней Азии, на северо-западе Индийского щита и в горах Центральной Азии, в Центральной и Северной Турции и районе Персидского залива. В Закавказье (Присеванский регион) иссушение продолжалось в XII–IX вв. до н.э. Чуть позже (VIII–VII вв.) отмечено его усиление в системе Сарыкамыш–Арал. Подобные климатические изменения имели место и во время третьего кризиса. Во второй половине I тыс. н.э. иссушение отмечено в Средней Азии, где оно началось еще в III в., а также в долине Инда, Юго-Западном Афганистане, в Закавказье, Северо-Западном Кавказе, Израиле и Северной Африке. Произошла значительная регрессия Каспийского моря. Четвертый кризис совпал с эпохой Малого скандинавского оледенения, которая продолжалась с XVI в. до конца XVIII – начала XIX вв. с максимумом в XVII в. Похолодание отмечено в разных частях Северного полушария от Северной Америки до Китая. В Средней Азии, на Тибете, во Внутренних Гималаях и некоторых других регионах оно сопровождалось иссушением.

Таким образом, четыре упомянутых кризиса, повторявшиеся через 1300–1500 лет, характеризовались одновременным усилением сейсмотектонической активности и ухудшением климатических условий (аридизацией и местами похолоданием). Эти изменения близки по продолжительности к многовековым климатическим ритмам А.В.Шнитникова [1957]. Он связывал их с периодами констелляций Луны, Земли и Солнца, в течение которых приливообразующая сила изменяется на величину не менее 10%. При большой высоте приливов происходит смешивание глубинных и поверхностных вод, изменяющее атмосферную циркуляцию. Вариации приливообразующей силы (как и высокочастотные вариации астрономических параметров) могли служить триггерами сейсмических проявлений, обусловленных действием эндогенных сил.

Десятки и сотни тысяч лет. В течение эоплейстоцена и неоплейстоцена фиксируются многократные изменения значений $\delta^{18}\text{O}$, отражающие цикличность глобальных климатических вариаций [Imbrie et al., 1984; Bassinot et al., 1994]. В эоплейстоцене эти циклы имели продолжительность 41 тыс. лет, а в неоплейстоцене – 100 тыс. лет [Ruddiman et al., 1986]. Менее отчетливо проявляется цикличность с периодами в 23–

19 тыс. и около 400 тыс. лет. С циклами плейстоцена коррелируются эпохи оледенений и межледниковий. М.Миланкович [1939] впервые обосновал, а его последователи уточнили связь этих колебаний с изменениями интенсивности солнечной радиации в результате вариаций орбитальных параметров Земли – эксцентриситета (цикл 100 тыс. лет), угла наклона оси вращения к плоскости эклиптики (41 тыс. лет) и прецессий (19–21 тыс. лет). Из-за трудности датирования аналогичная периодичность тектонических событий не доказана. Но намеченный в предгорьях Памира и на Тибете 400-летний цикл ускорения тектонического воздымания позволяет предположить, что и на этом масштабном уровне хронологическая связь тектонических и климатических изменений является парагенетической и обусловлена регулирующей ролью астрономических факторов.

Миллионы и десятки миллионов лет. Речь идет о неотектоническом этапе в целом, характеризуемом высокой контрастностью рельефа и достигшем наиболее полного выражения в позднем миоцене – квартере, а также о крупных эпизодах диастрофизма около 3,5; 2,5–1,8 и 1,0–0,8 млн лет назад, выявленных в Средней и Центральной Азии [Додонов, 2001], Центральном Загросе [Бачманов и др., 2000], Кавказско-Ближневосточном регионе, Исландии и отчасти на Камчатке и западе Северной Америки [Трифонов, 1999]. На этих масштабных уровнях климатические изменения следовали за тектоническими и определялись ими. Даже если частично согласиться с мнением о космической природе позднекайнозойского похолодания, нельзя отрицать роли усиления теплоизлучения планеты в связи с горообразованием, а затем и вторичных эффектов геократизма. Эпизоды ускорения поднятия в Центральной Азии вызывали похолодание и сначала способствовали оледенениям. Но дальнейшее воздымание изменило атмосферную циркуляцию, из-за чего регион испытал аридизацию, и позднеплейстоценовое оледенение имело существенно меньшее распространение, чем предыдущее [Додонов, 2001].

**М.И. Тучкова¹, П.В. Маркевич², К.А. Крылов³,
В.Н. Григорьев¹, В.И. Копорулин¹**

Реконструкция мелового бассейна Пенжинской губы

Рассматриваемый участок расположен в северной части Пенжинской губы в зоне смыкания п-ова Камчатка и Азиатского материка. Формирование структуры происходило в результате последовательного причле-

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

² Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия.

³ Стэнфордский Университет, Калифорния, США.

нения к Азиатскому континенту разнообразных структурно-вещественных комплексов, в том числе офиолитов и фрагментов океанической коры [3, 4]. Развитые здесь сложно построенные меловые осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы изучались на полуостровах Елистратова и Маметчинском в виде разрозненных выходов или непрерывных полос.

Разрез меловых отложений представлен несколькими комплексами осадочных и осадочно-вулканогенных пород – берриас-валанжинским (мялекасынская свита), готеривским (тылакрьльская свита), баррем-аптским (кармаливаямская, тихореченская, кедровская, веселовская свиты), позднеальбско-коньякским (маметчинская, валижгенская, быстринская свиты). Низы мялекасынской свиты – плохо стратифицированные грубообломочные отложения – залегают на породах дайкового комплекса офиолитовой ассоциации или на породах серпентинитового меланжа. Выше по разрезу, в готеривских и баррем-альбских отложениях, наблюдается флишеподобное чередование вулканогенных конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с редкими, иногда линзовидными прослоями известковых пород, с горизонтами туфов и пестроцветных туфопесчаников. Отложения верхнего мела залегают на нижележащих с резким угловым несогласием и размывом. В основании разреза они представлены конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками, которые выше по разрезу сменяются переслаиванием песчаников и алевролитов, реже отмечаются прослой туфов и пластов каменного угля.

Согласно классификации В.Д.Шутова [6] песчаники из меловых отложений Пенжинской губы относятся к грауваккам [5], отличаясь составом породообразующих компонентов. Анализ состава минеральных ассоциаций, слагающих песчаники осадочных комплексов обрамления Пенжинской губы, указывает, что на протяжении мелового времени осадконакопление на территории Пенжинского бассейна осуществлялось за счет двух крупных источников сноса, преобладающий размыв которых в разные временные интервалы обуславливал накопление осадков в бассейне. В **берриас-валанжинское** время (период накопления мялекасынской свиты) осадконакопление в бассейне происходило за счет размыва метаморфических и гранитоидных или гранито-гнейсовых комплексов пород, вероятно, зрелой континентальной окраины. Об этом свидетельствует состав минеральной ассоциации минералов тяжелой фракции, состав главных породообразующих компонентов и типы обломков пород. Ограниченное проявление островодужного вулканизма отмечено в составе песчаников незначительным количеством обломков базальтов и андезитобазальтов. В **готеривское** время (период накопления тылакрьльской свиты) в бассейн поступало большое количество свежих продуктов размыва островодужного вулканизма, в результате чего влияние других источников сноса было практически незаметным. Изменение состава минеральных ассоциаций в песчаниках тылакрьль-

ской свиты указывает на изменение синхронного вулканизма в этот период и тесную связь бассейна осадконакопления с источником размываемого материала. В баррем-альбское время продолжается сильное влияние островодужного вулканизма, несколько более щелочного, чем в готеривское время. В позднем мелу состав минеральных ассоциаций в песчаниках снова меняется и содержит как устойчивые минералы и обломки пород гранитно-метаморфических комплексов, так и обломки пород основного состава.

Таким образом, предполагается, что при относительно спокойных тектонических условиях и медленном некомпенсированном прогибании (берриас-валанжин, сеноман-сантон) преобладающим источником кластического материала в меловом бассейне Пенжинской губы являлись гранитно-метаморфические комплексы зрелой континентальной окраины, что определяло накопление граувакковых песчаников с заметным преобладанием обломков гранитоидных пород. Усиление островодужного вулканизма и разрыв островодужных комплексов обуславливает накопление андезито-базальтовых граувакк и оказывают подавляющее влияние на осадконакопление в бассейне.

Палеогеографические реконструкции для мелового времени предполагают поступление кластического материала с севера или северо-запада. Условия седиментации для раннего и позднего мела неодинаковы – в раннем мелу осадки накапливались в глубоководной зоне преддугового прогиба, в позднем мелу – в мелководной зоне преддуговой части Охотско-Чукотского вулканического пояса, в области смыкания морского бассейна и суши.

В период накопления мялекасынской свиты (берриас-валанжин) транспортировка осадочного материала осуществлялась при помощи автосинетических потоков через немногочисленные конуса выноса. В готериве и в барреме-альбе отмечается широкое развитие мощных толщ вулканогенных турбидитов, возникших за счет размыва вулканических построек Удско-Мургальской островной дуги. В середине альба начинается формирование протяженной Охотско-Чукотской магматической дуги, продолжалось наращивание континентальной окраины за счет аккрецированных комплексов различных террейнов. Сопровождавшая этот процесс структурная перестройка на границе раннего и позднего мела привела к изменению обстановок осадконакопления в регионе. Осадки в позднем мелу накапливались уже в мелководных условиях, размываемые породы поступали в бассейн через многочисленные и разветвленные дельтовые конуса выноса. Относительно стабильные тектонические условия способствовали тому, что вновь стали размываться породы континентальной окраины, но, в то же время, в бассейн продолжали поступать и продукты размыва вулканитов островной дуги.

Смена терригенно-минералогических ассоциаций в меловых отложениях Пенжинской губы приурочена к рубежам, отмеченным по всему Востоку России. Установленное на большой территории [1, 2] деление

на доготеривские, послеготеривские (готерив-среднеальбские) и позднемеловые образования подтверждается и в разрезах меловых отложений обрамления Пенжинской губы.

Анализ парагенезов аутигенных минералов и структурных особенностей песчаных пород из меловых комплексов осадочных и осадочно-вулканогенных пород, развитых на полуостровах Елистратова и Маметчинском, свидетельствует о том, что породы мелового возраста не перенесли значительных изменений в процессе литогенеза. Это подтверждается невысоким уровнем изменения органического вещества, составом и структурными особенностями глинистых минералов, зависимостью аутигенных парагенезов от петрофонда. Влияние исходного состава пород на состав новообразованных минералов столь велико, что незначительное изменение содержания какого-то компонента влечет за собой смену состава ассоциации аутигенных минералов: установленным в отложениях готерива трем типам песчаников соответствуют три ассоциации аутигенных глинистых минералов. При этом важны фациальные условия накопления осадков – в континентальных условиях одним из преобладающих аутигенных минералов является каолинит, в ассоциации с которым присутствуют хлорит и смектит. В морских обстановках преобладающим является хлорит, которому сопутствует смектит, смешанослойный минерал и каолинит в небольшом количестве.

Сложная тектоническая обстановка формирования меловых пород Пенжинской губы определила уровень их постседиментационных изменений. Можно предположить, что при формировании современной структуры, меловые отложения обрамления Пенжинской губы, накопившиеся в зоне преддугового прогиба, были причленены к аккреционному клину, но не вовлечены в зону субдукции. Осадки, участвующие в процессе, были слабо литифицированы, обилие в них свежего реакционноспособного вулканокластического алюмосиликатного материала привело к образованию ассоциаций неустойчивых аутигенных минералов.

Выводы

1. Эволюция минерального состава породобразующих компонентов песчаников из меловых отложений полуостровов Елистратова и Маметчинский свидетельствует о переменном влиянии двух крупных источников сноса в меловом Пенжинском бассейне.

2. Невысокий уровень постседиментационных изменений меловых отложений, развитых на полуостровах Елистратова и Маметчинского, обусловлен геодинамической обстановкой формирования изученных пород – в пределах активной континентальной окраины и вблизи от аккреционной призмы.

3. Состав породобразующих компонентов в граувакковых песчаниках (в первую очередь, обломков пород) позволяет с высокой степенью достоверности устанавливать типы источников сноса и их влияние на осадконакопление в бассейне.

Литература

1. Кириллова Г.Л. Мел востока России, седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат // Владивосток: Дальнаука, 2000. 94 с.
2. Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на востоке России с глобальными событиями // Тихоокеан. Геология. 1997. № 6. С. 3–20.
3. Парфенов Л.М., Натанов А.М., Соколов С.Д. и др. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
4. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
5. Тучкова М.И., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Маркевич П.В. Особенности терригенной седиментации в раннемеловом осадочном бассейне (обрамление Пенжинской губы, полуострова Елистратова и Маметчинский) (в печати).
6. Шутов В.Д. Классификация терригенных пород и граувакк // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 9–24.

Б.Д. Углов

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

Тектоническое строение и металлогения океанской литосферы, отраженная в карте Геолого-геофизического атласа Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского геотраверзов

Геологической службой России (объединения «Южморгеология» и «Севморгеология»), ОИФЗ РАН и другими организациями выполнены регулярные геолого-геофизические исследования (гравиметрия, магнитометрия, батиметрия, сейсмометрия) в полосе Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского широкополосных трансокеанских геотраверзов, охватывающей южную приэкваториальную область Атлантического и Индийского океанов между 8° и 20° ю.ш.. общей площадью более 10 млн км².

Полученные данные легли в основу созданного в ЦНИГРИ (авторы Б.Д.Углов, Ю.Г.Зорина, М.К.Кабан; редакторы И.Ф.Глумов, А.И.Кривцов, И.Ф.Мигачев). Геолого-геофизического атласа геотраверзов (включая его электронную версию), на картах и разрезах которого отражены: рельеф дна и его геоморфологические особенности; мощность осадочного чехла; аномальное магнитное поле и его трансформанты, отражающие структуру магнитоактивного слоя; аномальное гравитационное поле в различных редукциях и его трансформанты, отражающие плотностную структуру земной коры; тектоника океанской литосферы; магматизм и металлогеническое районирование.

Район, охваченный систематическими исследованиями на геотраверзах, занимает практически весь возрастной диапазон океанской литосферы – от самой молодой, новообразованной на гребнях срединно-океанских хребтов, до древней, погружившейся на уровень глубоководных котловин. Он включает такие крупные структуры океанского дна как Срединно-Атлантический и Аравийско-Индийский рифтовые хребты; Ангольскую, Бразильскую, Центральную, Западно-Австралийскую, Кокосовую и Северо-Австралийскую глубоководные котловины; Маскаренский, Чагос-Лакадивский, Восточно-Индийский и другие глыбовые хребты; континентальные окраины Южной Америки, Африки и Австралии. В пределах геотраверзов имеют место обстановки, благоприятные для образования основных видов твердых полезных ископаемых Мирового океана – ЖМК, КМК и ГПС.

На основе анализа полученных данных разработана трёхмерная неформальная модель изостатической компенсации литосферы, построены модели плотностной и магнитной неоднородности литосферы, составлены карты различных элементов рельефа дна, отражающие особенности геоморфологического строения океанского ложа, созданы карты тектонического районирования с элементами геодинамики и металлогенического прогноза и др.

В результате проведённых комплексных исследований, в частности, выявлена асимметрия в строении Срединно-Атлантического хребта, уточнено строение асейсмичных хребтов Индийского океана, проявлены особенности «спредингового» структурного плана – зон трансформных и палеотрансформных разломов. Особого внимания заслуживает обнаружение многочисленных внутриплитных тектонических нарушений «ортогонального» (широтного-меридионального) и «диагонального» (северо-восточного и северо-западного) направлений, образующих регулярную сеть, обуславливающую фрактальность (блоковость) структуры океанской литосферы и определяющую положение областей внутриплитной тектономагматической активизации (деформаций литосферы), перспективных на обнаружение рудообразующей гидротермальной деятельности особого типа.

В пределах геотраверзов выделяются обстановки, благоприятные для образования всех основных видов твердых полезных ископаемых Мирового океана.

Железомарганцевые конкреции в Атлантическом океане образуют поля Дампир (средняя плотность залегания 4.8 кг/м^2 при среднем содержании Mn – 21, Fe – 9, Ni – 0,76, Cu – 0,49, Co – 0,12 % и прогнозных ресурсах руды около 500 млн т) и Бразильское (бедный кобальтовый тип с неустановленными ресурсами), а в Индийском океане – поля Центрально-Индоокеанское (средняя плотность залегания 5.1 кг/м^2 при среднем содержании Mn – 22, Fe – 9, Ni – 0,91, Cu – 0,8, Co – 0,13 % и прогнозных ресурсах руды в целом около 5100 млн т) и Западно-Австралийское (средняя плотность залегания $8,0 \text{ кг/м}^2$ при среднем со-

держании Mn – 17,6 %, Ni, Cu и Co суммарно 1,8 %).

Перспективными на обнаружение кобальтомарганцевых корок являются достаточно древние (более 18 млн лет) острова, подводные горы и другие поднятия. Наибольшие перспективы в пределах Анголо-Бразильского геотраверза связываются с подводными горами Грелль, Стокс, Кардано, Ширшова и Дампир, ресурсы которых ввиду малой изученности пока оценке не поддаются. В пределах Маскаренско-Австралийского геотраверза перспективными являются главным образом Маскаренский и Восточно-Индийский хребты (суммарно 109 млн т руды и 404 тыс. т Co).

В пределах геотраверзов выделяется несколько типов предполагаемого колчеданного рудогенеза.

Первый – *срединно-океанский* – связан с гидротермальной деятельностью в рифтах Срединно-Атлантического и Аравийско-Индийского хребтов.

Второй – *красноморский* – характерен для ранних этапов раскрытия Атлантического океана и связан с эвапоритами, накапливавшимися на континентальных склонах Южной Америки и Африки в конце раннего мела.

Особая группа колчеданных рудопроявлений связывается с внутриплитной тектономагматической активностью. Одним из ее проявлений являются внутриплитные поднятия, острова и крупные подводные горы: цепи гор Кутузова – Кардано, о-в Св.Елены – Дампир – Ширшова – Фалеева, горы Пернамбуку, Стокс, Грелль в Атлантике и Чагос-Лаккадивский, Ланка, Восточно-Индийский, Кокосовый хребты, горы Щербакова и Венинг-Мейнеса в Индийском океане. Интенсивный вулканизм, приведший к формированию этих структур, одновременно мог служить и фактором колчеданообразования третьего, малоизученного *гавайского* типа.

Следующий, принципиально новый тип обстановок гидротермального рудогенеза связывается с упомянутыми выше областями интенсивных *внутриплитных деформаций* литосферы, проявляющихся в многочисленных тектонических нарушениях, не связанных с областями активного спрединга, блоковом раздроблении фундамента и складчатом характере осадочной толщи. Предположительно он развит на флангах Срединно-Атлантического хребта, охватывают обширные площади к западу и востоку от Восточно-Индийского хребта в Центральной и Кокосовой котловинах, а также в окрестностях хребта Инвестигейтор и гор Щербакова в Западно-Австралийской котловине.

Таким образом, площадь океанского дна, охваченная исследованиями на Анголо-Бразильском и Маскаренско-Австралийском геотраверзах, является одним из наиболее изученных в региональном отношении и, в определенном смысле, эталонным районом Мирового океана. Наличие в его пределах основных типов океанских твердых полезных ископаемых позволяет установить корреляционные связи между геолого-геофизическими особенностями и металлогенией региона, а карты Геолого-

геофизического атласа, отражающие эти связи, может служить основой металлогенического районирования океанского дна.

В целом, площадь океанского дна в пределах Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского геотраверзов является одним из наиболее изученных в региональном отношении районом Мирового океана. Результаты проведенных здесь исследований создают достаточно надежную основу для уточнения представлений о тектоническом строении, эволюции и металлогении океанской литосферы.

Г.Ф. Уфимцев

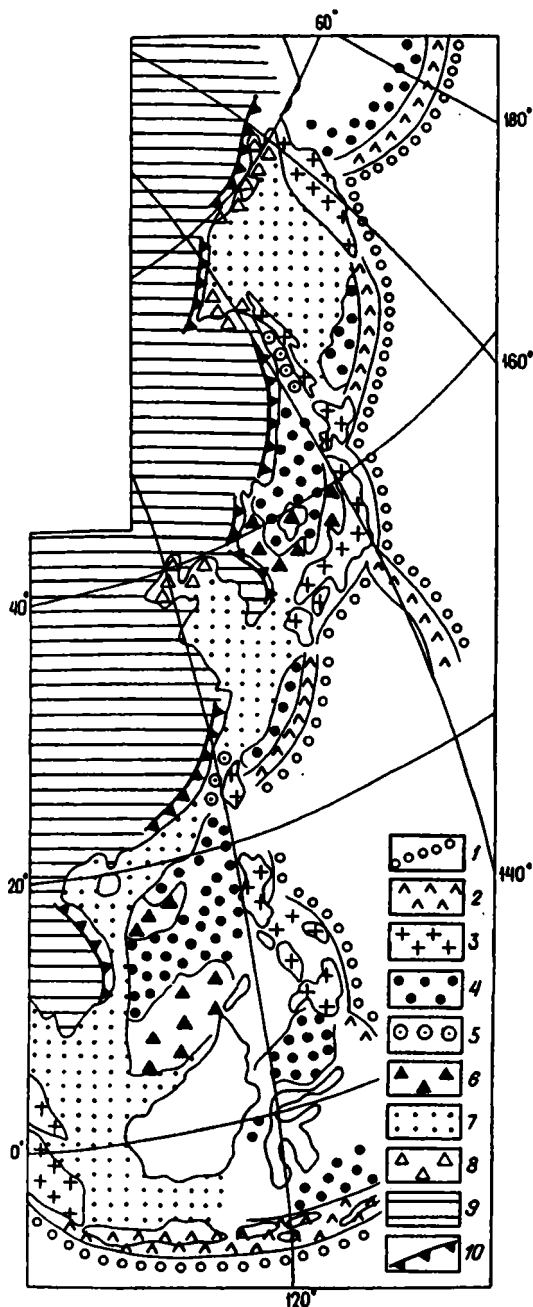
Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия.

Регулярность в структуре тектонического рельефа переходной зоны от континента к океану в Восточной Азии

Два типа структурных группировок форм тектонического рельефа свойственны переходной зоне от континента к океану в Восточной Азии. Пример первого типа (условно, А) представляет собой Охотоморский регион, где мы видим последовательную с юго-востока на северо-запад смену следующих элементов (рисунок): 1) глубоководный желоб; 2) островодужное поднятие; 3) сравнительно узкая и протяженная глубоководная котловина окраинного моря; 4) обширный шельфовый бассейн; 5) окраинно-материковые рифтовые зоны или квазирифтовые образования.

Эта группировка на западе и севере ограничивается береговыми или близбереговыми протяженными тектоническими уступами, оформляющими край «устойчивого континента» (собственно материка, если использовать это слово в старорусском значении «матерой земли»). Аналогом такой «охотоморской» группировки элементов переходной зоны является регион Восточно-Китайского и Желтого морей и ограничивающего их с востока островодужного поднятия архипелага Рюкю (см. рисунок). Небольшое различие в морфотектонике этих двух регионов заключается, во-первых, в том, что в Восточно-Китайском море ограничение края устойчивого континента не везде выражено береговыми эскарпами и шельфовый бассейн постепенно переходит в низкие поверхности Великой Китайской равнины. Во-вторых, в северной части залива Бохай и вокруг Ляодунского полуострова мы видим лишь краевые погруженные блоки, которые являются заключительными структурными элементами геодинамики окраинно-материковых рифтовых зон на стадии смены их шельфовой обстановкой.

Второй тип структурной группировки форм переходной зоны демонстрирует Япономорский регион (тип Б, с востока на запад, см. рисунок):



Основные элементы морфотектоники переходной зоны в Восточной Азии

1 – глубоководные желоба; 2 – островодужные поднятия; 3 – комбинации островодужных поднятий и молодых орогенов; 4 – глубоководные котловины окраинных морей; 5 – авлакогеноподобные прогибы; 6 – континентальные бордерленды (задуговые рифтовые зоны); 7 – шельфы; 8 – окраинно-материковые рифты; 9 – «устойчивый континент» (материк); 10 – береговые эскарпы

1) глубоководный желоб; 2) комбинация островодужного поднятия и молодого орогена; 3) глубоководная котловина окраинного моря и 4) системы поднятий и впадин – континентальные бордерленды или задуговые рифты, обрамляющие глубоководную котловину, либо в нее включенные (возвышенность Ямато); 5) авлакогеноподобные прогибы между материком и молодыми орогенами, открывающиеся в глубоководные котловины (Татарский пролив). Ограничивающие с запада эту группировку береговые уступы на юге склоняются к юго-восточным румбам, а с юго-запада эта

группировка сопровождается крупным полуостровным выступом устойчивого континента (п-ов Корея). А на восточной ее стороне происходит виргация островодужных систем с обособлением особой их субмеридиональной (Идзу-Бонинской) ветви.

Аналогом Япономорской группировки является регион Южно-Китайского моря, с той только разницей, что здесь наблюдается достаточно широкий шельф (см. рисунок).

К этому следует добавить, что с юга и севера переходная зона в Восточной Азии как бы ограничивается обращенными на юг Зондской и Алеутской островодужными системами (тип В). Таким образом, главные особенности переходной зоны от континента к океану в рассматриваемом регионе могут быть описаны следующей «формулой» (с севера на юг): В А Б А Б В. В ней довольно хорошо характеризуются главные черты порядка в структуре переходной зоны, в первую очередь, в виде продольных трансляций комбинаций АБ и ограничениями всей последовательности группами В. Это заставляет предполагать наличие упорядоченных изменений глубинной структуры переходной зоны по ее простираению. Однако заметные с первого взгляда изменения глубинной структуры на сейсмотомографических профилях [1] не улавливаются и здесь необходим тщательный анализ по комплексу геофизических данных.

Что касается окраинных, обращенных на юг островодужных систем, то они, подобно Гималаям [2], обусловлены перемещением на север коромантийных масс, на которое накладывается тектоника литосферных плит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 99-05-65638.

Литература

1. *Kawakami S., Fujii N., Fukao Y.* Frontiers of the Earth and Planetary Sciences: A Gallery of the Planetary Worlds // *J. Geol. Soc. Japan.* 1994. Vol. 100, № 1. P. I–VIII.
2. *Уфимцев Г.Ф.* Новейшая тектоника Азии: Трансект от Индостанского полуострова и до Арктического побережья // *Тектоника неогей: Общие и региональные аспекты.* М.: ГЕОС, 2001. С. 242–245 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 2).

Г.Ф. Уфимцев, А.А. Щетников

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

Тункинский рифт как особенный элемент ряда континентальных рифтов

Поверхность больших грабенов (рифтов) либо горизонтальна, если их днища заняты крупными озерами, либо пологонаклонна, в соответствии с уклонами русел дренирующих их продольных водотоков. К пер-

вой категории относятся Байкальский, Хубсугульский рифты, большинство грабенов западной ветви Восточно-Африканского рифтового пояса. Ко второй – Верхнерейнский грабен, рифты Фэнвей и Вэйхе в Центральном Китае и большинство грабенов Байкальской рифтовой зоны, у которых изменения высот их днищ обычно составляют 100–140 м при протяженности 150 км и более.

В этом ряду новейших внутриконтинентальных больших грабенов особенную позицию занимает Тункинский рифт, протягивающийся субширотно на 200 км от юго-западного окончания оз. Байкал. Общий перепад высот его днища составляет почти 900 м. Само восточное окончание Тункинского рифта – малая Быстринская впадина – буквально нависает над юго-западным окончанием Байкальского рифта (рисунок). Особенно быстрое нарастание высот днища рифта происходит в его западной части, где он приближается к высоко расположенным (1550–1600 м) Хубсугульскому и Дархатскому грабенам.

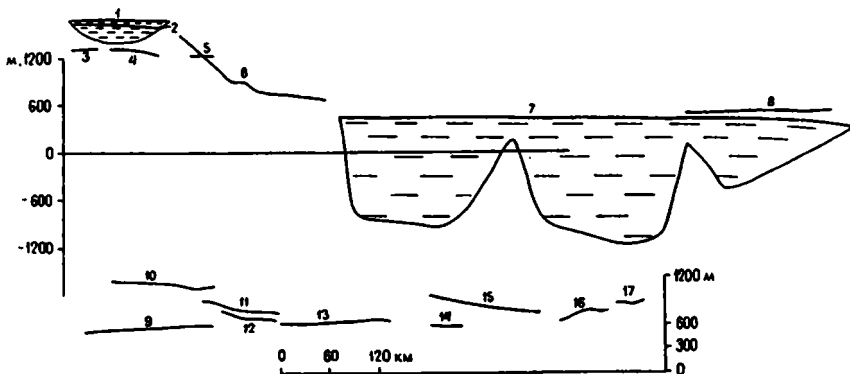
Столь крутой наклон днища Тункинского грабена обусловлен двумя особенностями его структурной позиции.

Во-первых, он располагается на восточном крыле (скате) поднятия цокольной поверхности гор так называемой горячей линии 100° в.д., являющегося морфотектоническим выражением астеносферного канала, соединяющего Монголо-Сибирский астенолит с нижней мантией [1]. В вершинной части этого поднятия располагаются Хубсугульский и Дархатский рифты.

Во-вторых, в отличие от последних, ориентированных по простиранию цокольного поднятия горячей линии 100° в.д., Тункинский рифт следует по наклону восточного крыла этого поднятия, а его нависание над Байкальским рифтом и быстрое нарастание высот днища в западной части контролируется двумя субмеридиональными линеаменентами в рельефе цокольной поверхности горного пояса [1]

Таким образом, структурная позиция Тункинского рифта обуславливает его выделение как в ряду континентальных рифтов в целом, так и в Байкальской рифтовой зоне, в частности (см. рисунок). Возможные его аналоги могут быть, пожалуй, только в северной части Кенийской рифтовой зоны.

Вместе с тем, крутой наклон днища Тункинского рифта, видимо, определяет многие особенности его развития. В частности, этот рифт структурно неудобен для формирования и функционирования в его днище крупных озер, и геологическое изучение доступной части разреза четвертичных отложений (с радиотермомоллюминисцентными их датировками до 150 000 лет) подтверждает это. Днище рифта сложено преимущественно аллювиальными отложениями, а в составе ископаемой малакофауны решительно преобладают наземные виды. Второе возможное следствие: соскальзывание литосферы Тункинской секции рифтовой зоны на юго-восток на крыле цокольного поднятия и проявление в очагах землетрясений широтного субгоризонтального сжатия.



Высотное положение дниц грабенов Байкальской рифтовой зоны:

Хубсугульского (1) и Дархатского (2), Терехольского (3), Бусингольского (4) и Белинского (5), Тункинского (6), Байкальского (7) и Баргузинского (8), Верхнеангарского (9) и Ципя-Баунтовского (10), Верхнемуйского (11) и Муяканского (12), Ничаткинского (14) и Чарского (15), Токкинского (16) и Чаруодинского (17).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 99-05-65638, 00-05-64541, 01-05-06061 и 01-05-97219.

Литература

1. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А. Новейшая тектоника Тункинского рифта // Геоморфология. 2001. № 1. С. 76–87.

Г.Д. Фатеев, Ю.А. Арестов

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

Топологические модели эпибайкальской авлакогенной геодинамической системы Восточно-Европейской платформы

Выявление особенностей строения и динамики развития авлакогенных геодинамических систем относится к одной из фундаментальных проблем геологии древних платформ, впервые поставленной Н.С. Шатским.

Актуальность изучения авлакогенных геодинамических систем эпибайкальского внутриплитного комплекса древних платформ определяется рудно-энергетическим потенциалом структурно-вещественных комплексов позднего докембрия – палеозоя вмещающих различные минеральные и генетические типы месторождений.

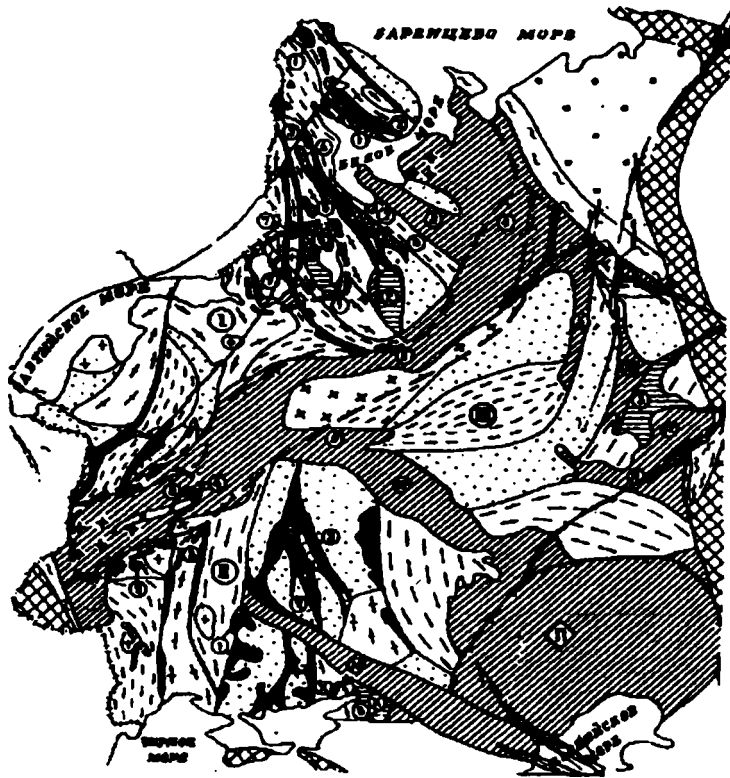


Рис. 1. Топографическая модель строения эпибайкальских структурно-вещественных комплексов в зонах деструкции фундамента Восточно-Европейской платформы

Основой авлакогенных геодинамических систем древних платформ являются ассоциации разновозрастных структурно-вещественных комплексов, представленных эпикратонными, талассократонными, интракратонными и перикратонными геоблоками и зонами позднепротерозойско-палеозойской тектоно-магматической активизации.

Таксономически авлакогенная геодинамическая система соответствует самостоятельной тектонической единице, по рангу сопоставимой с фанерозойскими платформами и геосинклиналями.

Особенности строения авлакогенной геодинамической системы Восточно-Европейской платформы на разных стадиях развития показаны на рисунках 1–2.

Топологические модели структурных форм составляют единый ранговый ряд литосферных доменов, сформированных результате эффекта

интерференции деформаций разного возраста и уровней организации.

Принципы топологии позволяют рассматривать разномасштабные структурные формы как целостные, саморазвивающиеся в соответствии с законами таксономии системы, образованные при системно-синергетических преобразованиях разноранговых факторов структурообразования литосферы.

Раннее проявление внутриплитного магматизма, показанного сплошной заливкой на рис. 1 устанавливается в трансрегиональных дугообразных поясах спирально-веретеновидного строения. Пояса сложены трансгрессивным комплексом протерозоя, осложненным поперечной системой эшелонированных прогибов, выполненных континентальными образованиями и палеорифтовыми системами эпибайкальского структурно-стратиграфического комплекса, показанного на рис. 1 наклонной штриховкой. Поперечные прогибы заполнены регрессивным комплексом протерозоя, вмещающим массивы пород формаций габбро-анортозитов – гранитов рапакиви, ультрабазит-базитов и комплексами субщелочных вулканитов трахиандезит-липаритовой и монцонит-лейкогранитовой серий позднего протерозоя, являющихся индикаторами континентального рифтогенеза.

Пояс протягивается на расстоянии более 3500 км вдоль южной окраины платформы от Бердяшского массива гранитов рапакиви на Южном Урале через Украину, Беларусь, Польшу, Прибалтику, Финляндию и Швецию до Норвегии включительно.

В пределах Норвежско – Бердяшского пояса магматические породы контролируются зонами структурно-стратиграфических несогласий, развитых между трансгрессивным и регрессивным комплексами протерозоя.

В авлакогенных геодинамических поясах разновозрастный магматизм проявлен от андезито-базальтов до серий щелочных ультрамафитов и карбонатитов.

Внутреннее строение авлакогенной системы представлено в форме куэстовых гряд разного возраста заложения, разделенных желобами и гребнями в зонах деструкции кристаллического фундамента. Зоны деструкции состоят из систем диагональных взбросо-сдвигов и деформаций кручения, проявленных в форме структур кольцевого, S-образного, дугового, линейно-радиального, линзовидно-ячеистого и более сложных морфологических типов зон деструкции фундамента, отражающих закономерности интерференции деформаций “сжатия-растяжения” в разноглубинных оболочках литосферы спирально-веретеновидного строения.

На векторной модели размещения палеозойских авлакогенной системы показаны закономерности размещения палеозойских зон региональной тектоно-магматической активизации.

Региональные зоны активизации проявляют унаследованность в заложении рифтогенных структур. Примером таких структур является, выделенный при геодинамическом районировании Восточно-Европей-



Рис. 2. Векторная модель авлакогенной геодинамической системы Восточно-Европейской платформы

ской платформы, Днестровско-Тиманский интракратонный палеорифтовый эпибайкальский пояс S-образной морфологии и оперяющие его структурно-металлогенические зоны. Днестровско-Тиманский (European Axial Belt) пояс и его ветви, показанные на рис. 2, являются трансформной поперечной системой глубинных разломов, составляющих динамопару с трансрегиональными всбросо-сдвигами, трассирующимися Предтиманской и Молданубикум-Добруджской подвижными зонами байкалит, активизированными в герцинскую фазу тектогенеза. Металлогеническая значимость выделенного пояса определяется перспективами на золото, алмазы и нефть. К примеру, Чудско-Копорская брахиструктура и акватория Финского залива являются перспективными на месторождения тяжелых углеводородов и алмазов.

В зонах динамического влияния пояса локализованы пермские вулканотектонические депрессии, разделенные субмеридиональными выступами докембрия и эшелонированными системами правосдвиговых кулис северо-западного простирания, контролирующих размещение “туффизитов” и алмазных россыпей в западной и восточной полосах Предуралья (рис. 2).

Таким образом, на конкретных геодинамических моделях строения Восточно-Европейской платформы, устанавливается, что в зонах интерференции деформаций при переходах от мелких масштабов сечений продольных геодинамических систем к крупным масштабам сечений поперечных структур происходит закономерная переориентировка векторов ‘сжатия-растяжения’ и фрактальные переходы продольных структур в поперечные последующего ранга.

Изучение особенностей строения внутриплитного комплекса Восточно-Европейской платформы приводит к выводу, что разномасштабные структурные формы отражают взаимодействия разнообразных физико-химических процессов в открытых резонаторах волн напряжений, формирующих структурно-вещественные комплексы в динамике самоорганизационных системно-синергетических преобразований.

В.С. Федоровский¹, Е.В. Складров², О.А. Складрова³

Соотношения палеозойской и кайнозойской сдвиговых систем в Ольхонском регионе Западного Прибайкалья

Проблема соотношений современного Байкальского рифта и структуры его фундамента всегда привлекала внимание исследователей. С разных позиций объяснена приуроченность современной структуры к границе «кратон-складчатая область». Для ряда участков Байкальской рифтовой зоны показано влияние древней структуры на развитие рифтовой системы. Однако недостатком многих построений является тот очевидный факт, что сравнение современной и древней структур проводилось в несопоставимых масштабах. Если современная рифтовая система в целом и любые ее фрагменты великолепно обнажены и могут исследоваться с любой степенью детальности, имеется серьезная геофизическая база, то для изучения фундамента геологический материал такой же детальности отсутствует. В орбиту сравнительного анализа нередко попадали мало сопоставимые компоненты молодой и древней структур. Оль-

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

² Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия.

³ Объединенный институт геологии и геохимии (ОИГГ) СО РАН, Иркутск, Россия.

хонский регион относится к тем немногочисленным территориям, где структура и состав древнего фундамента изучены весьма детально, и это позволяет более корректно решать вопросы сравнительного анализа.

В регионе установлена геодинамическая природа основных компонентов покровно-складчатой структуры. Составлена детальная геологическая карта, что в сочетании с высоким классом дешифрируемости аэрофотоматериала объективно обеспечивает и высокую степень надежности закартированных геологических границ. Это, в свою очередь, позволяет с большей уверенностью приступать и к корреляции древней и молодой структур.

Структура каледонид Центральной Азии возникла как результат взаимодействия Сибирской континентальной плиты и многочисленных террейнов, причлененных к ней в процессе раннепалеозойской коллизии. Один из них – Ольхонский террейн. В современном срезе здесь абсолютно преобладают метаморфические породы. Они образуют покровные, купольные и сдвиговые структурные ансамбли, формирование которых связано с двумя эпизодами коллизии в раннем палеозое: сначала – столкновение типа "дуга-террейн" (покровный и купольный парагенезис), затем – коллизия типа "террейн-континент" (сдвиговый парагенезис). Интегральная структура террейна может быть определена как синметаморфический коллизионный коллаж.

Метаморфический комплекс Ольхонского террейна включает различные гнейсы, кристаллические сланцы основного состава и амфиболиты, кварциты, мраморы, силикатно-карбонатные гнейсы, метагабброиды и метаультрабазиты, субщелочную вулканогенно-интрузивную серию, а также гранито-гнейсы, мигматиты и гранитоиды.

Картируемый разрез Ольхонского террейна отражает не исходную стратификацию, а комбинацию тектонически наложенных пакетов покровных пластин. Структура фундамента в регионе больше всего отражает последний этап синметаморфических деформаций, имевший сдвиговую природу и получивший тотальное развитие.

Два эпизода сдвиговых деформаций следуют здесь друг за другом. Крупные тесно сжатые складчатые формы с субвертикальными шарнирами и такими же осевыми поверхностями – типичны для ранних сдвиговых деформаций. Все предшествующие структуры (и покровные, и купольные), попадая в зоны сдвигового тектогенеза, изгибаются вокруг шарниров таких складок, а нередко свойства изначальных (досдвиговых) структур настолько искажаются, что их признаки полностью утрачиваются.

Последние синметаморфические структуры, установленные в пределах Ольхонского террейна, связаны с поздними сдвигами. Формируется низкотемпературная сланцеватость. Складчатые формы, возникшие в результате этой деформации, – самые крупные из числа тех, что удается наблюдать в регионе. Это складки с вертикальными шарнирами и осевыми поверхностями, иногда сильно сжатые, но нередко и открытые,

обрисовывающие в плане сигмовидные Z- и S-образной формы. Складки этой генерации перерабатывают все без исключения предшествующие им структуры. Синхронно с ними снова формируются бластомилонитовые зоны, которые пересекают все без исключения структуры иного генезиса. В результате реализации сдвигового тектогенеза вся территория Ольхонского региона приобретает четкую “нарезку” на многочисленные узкие полосы (литоны, пластины), и именно это – наиболее четко картируемая в современном срезе генеральная региональная структура.

В целом сдвиговый тектогенез был связан с эпизодами косой коллизии террейна и Сибирского континента. Детально исследована и сама зона коллизионного шва. Она образована специфическим крупноблоковым меланжем. Практически параллельно этой главной структуре ориентированы более мелкие бластомилонитовые швы, разделяющие многочисленные сдвиговые пластины. Именно эти компоненты сдвиговых ансамблей наиболее выразительно отражены в современном рельефе Ольхонского региона.

Структурный ансамбль современной рифтовой системы формирует генеральный левосдвиговый рисунок, а собственно Байкальский рифт обнаруживает полное сходство со структурами растяжения типа пуп-апарт, сопровождающими сдвиговую деформацию (такое сходство очевидно, например, при сравнении структур Байкальского рифта и рифтовой зоны Долины Смерти в Калифорнии и Неваде, США).

Рельеф территории, хотя он и не слишком контрастный, представляет собой тесную комбинацию невысоких, но протяженных «хребтов» и разделяющих их узких впадин. Характерна очень четкая «литологическая» идентификация рельефа. Практически все «хребты» образованы «легким» гнейсово-мигматитовым комплексом, а все впадины – остальными, очень пестрыми по составу породами, среди которых немало «тяжелых» базитов и гипербазитов. Структура современного рельефа, таким образом, очень напоминает комбинацию клавиш, весьма точно отражающих состав фундамента. Но не только это. В самом фундаменте, как уже упоминалось, это сдвиговые пластины, разделенные швами бластомилонитов. При формировании современного рельефа рифтовой области именно эти швы практически в 100 % случаев были использованы молодыми разломами, ограничивающими отдельные горсты и грабены клавишной системы. Очень наглядно это видно на примере впадины пролива Малое море, отделяющей остров Ольхон от материка, и продолжающейся на суше еще примерно на 40 км в виде узкого (1–1,5 км) грабена. Границы современного грабена очень контрастные (это крутые скальные уступы), а в коренном фундаменте с обеих сторон грабена картируются мощные швы раннепалеозойских высокотемпературных бластомилонитов и меланжей. Такая картина повторяется многократно. Ясно, что это не случайность, а закономерность.

Известно, что при формировании Байкальского рифта определяющее значение имели сдвиговые деформации. И, следовательно, можно ожи-

дать, что по каким-то параметрам должно быть обнаружено совпадение древних и молодых сдвиговых систем. Каковы эти параметры? Анализ геологических карт Ольхонского региона свидетельствует о том, что генеральная структура территории возникла в палеозое в результате реализации режима правого сдвига. На это указывает немало данных: конфигурация складчатых сдвиговых сигмоид, ориентировка синметаморфических гранитных жил, вращение по часовой стрелке жестких тел базитов и гипербазитов, структурная позиция зон транспрессии, образованных мраморными меланжами и т.д. и т.п. Обращаясь к современной структуре территории, мы видим, что и она имеет сдвиговую конфигурацию. Все признаки однако указывают на режим левого сдвига, реализованного при формировании Байкала. Непосредственно на площади региона об этом свидетельствует конфигурация довольно многочисленных мелких грабенов, имеющих характерное ступенчатое строение. По своему структурному рисунку они совершенно неотличимы от оперяющих трещин отслоения в сдвиговых зонах фундамента, занятых палеозойскими синметаморфическими гранитными жилами.

Интересно, что в современном рельефе ступенчатые грабены (пулл-апарт структуры) оказываются вместилищем многочисленных соленых озер территории. В то же время часть соленых озер расположена за пределами таких «лестничных» грабенов, и там цепочки озер занимают днища уже собственно сдвиговых грабенов. Таким образом, если рассматривать соотношения современной структуры региона и древней (раннепалеозойской) матрицы, то можно видеть, что существуют закономерности в концентрации и ориентировке цепей соленых озер. Последние образуют две основные системы. Одна из них повторяет собственно сдвиговые зоны древнего заложения, а вторая – концентрируется вдоль оперяющих систем современной рифтовой зоны, совершенно не совпадая с древней структурой по ориентировке, но по генезису (пулл-апарт) от нее не отличающейся. Здесь нужно обратить внимание на такой важный момент: хотя при сдвиге деформация указывает на общее сжатие, оперяющие трещины формируются в режиме растяжения. В отличие от них, в собственно сдвиговых зонах (в главных сдвигах) отчетливо фиксируется лишь режим сжатия, с локальными зонами растяжения, отражающими изгибы конкретных сдвигов. Возможно, что соленые озера, приуроченные к собственно сдвиговым зонам фундамента, каким-то образом фиксируют как раз такие современные системы. В целом же рисунок оперяющих разрывов отвечает левому сдвигу, что хорошо согласуется с современной кинематикой движений по Приморскому разлому.

Геологический материал свидетельствует: Байкальская рифтовая система «села» как раз на зону коллизии типа террейн-континент раннепалеозойского возраста. При этом западная граница рифта практически в точности повторяет зону палеозойского коллизийного шва, а сам рифт располагается в теле Ольхонского террейна, фрагменты которого присутствуют и на восточном побережье Байкала (южнее п-ова Святой

Нос). Здесь распространены метаморфические комплексы и мраморные меланжи, неотличимые от тех, что составляют структуру террейна в Ольхонском регионе.

Естественно, что предлагаемые выводы относятся только к той территории, которая указана в названии доклада. Можно ожидать, что в других частях Байкальской горной области рифт наследует какие-то другие компоненты коры, а может быть его структура там является вообще новообразованной и совсем не согласуется с тектоникой фундамента.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 99-05-65642, 00-15-98576, 01-05-97237)

Ю.В. Федотова

Горный институт Кольского научного центра (КНЦ) РАН, Апатиты, Россия.

Анализ типов механизмов очагов техногенных землетрясений Хибинского и Ловозерского массивов

Землетрясения, происходящие в центральной части Кольского полуострова, привлекают внимание исследователей, большинство из которых однозначно связывает эти события с воздействием на земную кору крупномасштабных горных работ, под влиянием которых происходит перераспределение напряжений не только в ближней зоне очистных работ, но и на значительном удалении от них. Кроме того, при воздействии процессов разгрузки (очистные работы) или пригрузки (образование крупных отвалов и хвостохранилищ) нарушаются режимы деформирования различных геодинамических блоков, тем самым активизируется ход естественных тектонических процессов в земной коре региона, что, в свою очередь, изменяет сейсмический режим и проявляется в росте сейсмичности. В рамках этой проблемы представляют интерес типы механизмов очагов техногенных землетрясений, происходящих в Хибинском и Ловозерском массивах.

Хибинский горный массив, с которым связаны месторождения апатито-нефелиновых руд, в геологическом отношении представляет собой одну из крупнейших в мире сложную многофазную интрузию центрального типа.

Наличие системы радиальных разломов предопределило грабеногорстовый характер рудного поля, где отдельные блоки шириной до 10 км и более перемещены относительно друг друга. Установлено, что к зонам тектонических поднятий земной коры приурочены области высоких горизонтальных (тектонических) напряжений в массивах горных пород [1]. Эта приуроченность просматривается как закономерная для всей территории Кольского полуострова, которая представлена, в основном,

докембрийскими кристаллическими породами. Хибинский массив является высоко тектонически напряженным, что установлено многочисленными натурными измерениями [2] и подтверждено практикой ведения горных работ. Тектоническое формирование Хибинского массива происходит с переупаковкой отдельных блоков под воздействием высоких сжимающих напряжений. Этот процесс сопровождается внезапными подвижками и проскальзыванием блоков по существующим и вновь формирующимся разломам, а также выделением различных видов энергии, в том числе сейсмической, которая проявляется в виде землетрясений и толчков.

Геомеханическое состояние Хибинского массива характеризуется большой неоднородностью параметров полей напряжений. Дифференциация этих параметров в различных частях апатитовых рудников подтверждается картами напряжений, составленными для наиболее глубоких горизонтов рудников, где зарегистрировано наибольшее количество горных ударов. На Хибинских рудниках общий объем извлеченной горной массы составляет более 3 млрд т при площади около 10 км². Поэтому можно с достаточным основанием считать, что уровень накопления и разрядки энергии напряжений за счет перемещения горной массы достиг предела, при котором возможны техногенные землетрясения. Подтверждением этого являются мелкофокусные землетрясения с магнитудой 3–4, которые произошли на территории шахтных полей рудников за период с 1984 г. по настоящее время. Сейсмические события, приведшие к разрушениям выработок и коммуникаций в руднике и зданий на поверхности, отнесены либо к горно-тектоническим ударам, либо к техногенным землетрясениям. Анализ местоположения эпицентров показывает, что все землетрясения, за редким исключением, происходят в зонах активных разломов и группируются в непосредственной близости от района ведения горных работ.

В качестве примера можно привести событие, произошедшее 16 апреля 1989 г., которое, несомненно, должно быть отнесено к разряду техногенных землетрясений. По времени оно произошло через 20 с после массового взрыва 230 тонн ВВ при отбойке очередного блока руды на Кировском руднике. Эпицентр землетрясения определен непосредственно на территории шахтного поля. По данным о первых вступлениях продольных волн четырех ближайших сейсмологических станций, зарегистрировавших это событие, был определен фокальный механизм этого техногенного землетрясения, характеризующийся, в соответствии с результатами проведенного анализа, сдвиговым типом подвижки в очаге [3]. Другое событие, также отнесенное к классу техногенных землетрясений, зафиксировано в 1994 г. уже на месторождении «Апатитовый Цирк». Механизм очага этого землетрясения также сдвигового типа.

Для сравнения с этими событиями были определены механизмы очагов еще нескольких землетрясений с магнитудами $1,5 \leq M \leq 2,5$, происшедших в 1994 г. в районе обрабатываемых Хибинских месторождений. По результатам проведенного анализа установлено, что большинство

сейсмических событий более высокого энергетического класса, реализующихся вблизи разрабатываемых месторождений, характеризуются преимущественно сдвиговым типом механизмов очагов.

Для сопоставления типов механизмов очагов с последствиями проявлений разрушения при техногенных землетрясениях был также выполнен анализ механизма очага одного из последних сильных землетрясений, происшедшего 17 августа 1999 г. в Ловозерском массиве (схожем по своему строению и напряженному состоянию с Хибинским массивом) на руднике «Умбозеро». После главного толчка и серии последующих афтершоков были разрушены горные выработки на площади свыше 600 тыс. м², рудник был полностью остановлен и выведен из строя на 3,5 месяца. Для определения механизма очага главного толчка землетрясения использовались сейсмические данные записей волновых форм 14 сейсмостанций мира. Согласно полученным результатам, ось максимального сжатия направлена на север-северо-запад и, соответственно, ось максимального растяжения направлена на юго-юго-восток. Таким образом, действие максимальных сжимающих напряжений направлено по простиранию рудного тела (в пределах 30° от меридиана), а ось максимальных растяжений, соответственно, – вкрест простирания рудного тела, что хорошо согласуется с данными геологоразведочного бурения.

Поскольку рудник «Умбозеро» в основном находится в зоне сочленения двух разломов, причем непосредственно тяготеет к узкой угловой части блока, а один из разломов (Аллуйвский) сейсмически активен, подвижка, произошедшая по этому разлому в момент главного толчка, привела к смещению блока, находящегося между этими разломами, и к значительным разрушениям в выработках меридионального направления.

Тип механизма очага главного толчка сильнейшего землетрясения Ловозерского массива определен как правосторонний сдвиговый. Полученный результат анализа главного толчка этого землетрясения подтвердил ранее сделанные выводы: как для горных выработок, в частности, так и для шахтных полей, в целом, наиболее опасными по проявлениям разрушений являются сдвиговые типы механизмов очагов сейсмических событий, которые обусловлены высокими горизонтальными напряжениями, наличием пустот и разрывных нарушений в массиве.

Последующая серия афтершоков, реализовавшаяся в течение суток после главного толчка, усугубила картину разрушения в выработках. В моменты толчков происходили подвижки уже не только в горизонтальных, но и в вертикальном направлениях (при сбросовых и сдвиго-сбросовых типах их механизмов очагов). Вследствие подвижек произошло смещение блоков друг относительно друга с максимальной амплитудой до 2 м. Это привело к тому, что вода ручья Аллуйв (пересекающего шахтное поле по поверхности вкрест простирания рудного тела и удаленного от горных выработок по вертикали на 160–330 м) по образовавшимся в массиве трещинам ушла под землю.

Процесс деформирования блоков в очаговой области, сформулиро-

ванный по результатам проведенного анализа механизмов очагов и данных инструментальных наблюдений, можно разделить на три этапа. Первый этап – сдвиг по существующему разлому (блок *C* сдвинулся относительно единого блока *AB*). Второй этап – прорастание разлома, вследствие которого блок *AB* разделился на два и произошло смятие центрального блока *B* за счет высоких сжимающих напряжений. Третий этап – надвигание блока *A* на блок *B* и опускание вышележащей толщи горных пород блока *B*, происшедшее вследствие разрушения междукламерных целиков, что привело также к вертикальным смещениям центрального блока *B*.

Механизмы очагов афтершоков данного землетрясения оказываются в основном сбросового типа, что объясняется разрушением целиков и обрушением кровли вышележащих пород. Гораздо меньше механизмов очагов сдвигового типа, возникающих под воздействием горизонтальных подвижек вследствие действия высоких горизонтальных сжимающих напряжений, что проявилось в характерном разрушении выработок – вспучивании подошвы и расслоении кровли при незначительных разрушениях (или практически без них) стенок выработок.

Полученные выводы сравнивались с данными инструментальных наблюдений, которые подтверждают приведенную выше схему деформирования массива в процессе исследуемого землетрясения, сформулированную, исходя из анализа механизмов очагов главного толчка и последующих афтершоков сильнейшего техногенного землетрясения в Ловозерском массиве. Анализируя в целом сейсмические события, к которым относятся и горные удары, и техногенные землетрясения, можно сделать вывод о том, что в подавляющем большинстве случаев эти события были спровоцированы ведущимися горными работами. Наиболее опасным для выработок по последствиям проявлений горного давления в широком диапазоне энергетических классов (от микроудара до техногенного землетрясения) является сдвиговый тип механизма очага сейсмического события.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 00-05-64758).

Литература

1. Марков Г.А., Савченко С.Н. Напряженное состояние пород и горное давление в структурах гористого рельефа. Л.: Наука, 1984. 140 с.
2. Панасенко Г.Д. Техногенная активизация тектонических процессов в Хибинском массиве, задачи и пути ее изучения // Геофизические исследования на Европейском Севере СССР. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1983. С. 25–38.
3. Федотова Ю.В. Методика и результаты анализа сейсмичности на Кольском геодинамическом полигоне // Вторая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сб. докл. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. С. 168–174.

Связь кайнозойского вулканизма окраинноконтинентальных зон растяжения Евразии с тектоно-магматическими событиями в Тихом океане (петролого-сейсмотомографические данные)

Проблема генезиса базальтоидов кайнозойских зон растяжения (MEZB) восточного края Евразийского континента, включающая альтернативу – связь источников с континентальной литосферой или с нижнемантийным материалом, может быть решена на петролого-сейсмотомографической основе. Для того, чтобы судить о возможности проявления в кайнозое нижнемантийного апвеллинга на западном континентальном обрамлении Тихого океана, с помощью этих методов проведено сопоставление составов MEZB и базальтов о-вов (OIB) Тихоокеанской изотпно-термальной аномалии (SOPITA), а также глубинного строения областей их распространения. Связь SOPITA с нижнемантийным суперплюмом установлена ранее [4, 5 и др.].

Сравнение химических и изотопных составов кайнозойских MEZB Китайско-Корейско-Японского региона и меловых-голоценовых OIB SOPITA выявило значительное их сходство: принадлежность к вулканитам WPB-типа (с преобладанием щелочных пород) и превалирование в них изотопных свойств (Sr, Nd, Pb) обогащенной мантии (компоненты EM1, EMII). Присутствие компонента EM1 свидетельствует о связи базальтоидов с наименее истощенным веществом нижней мантии [3]. Учитывая внутриокеаническую обстановку накопления OIB, их составы EMII (а, следовательно, и аналогичные составы вулканитов других обстановок) не могут быть генетически связаны с континентальной литосферой и объясняются [3 и др.] присутствием в источнике измененных осадков древних субдуцированных океанических плит, хотя нельзя исключить участия и нижнемантийного материала. Отличия между OIB и MEZB заключаются в том, что первые в качестве экстремальных членов содержат, кроме того, компонент деплетированной мантии типа N-MORB, а также компонент HIMU, связанный с древней модифицированной океанической литосферой [3, 6]. С другой стороны, в MEZB периодически отмечается присутствие компонента метасоматически измененной в мезозое надсубдукционной мантии континентальной литосферы (полностью отсутствующего в Тихоокеанских OIB), что определяется окраинноконтинентальным положением MEZB.

Сопоставление глубинного строения двух обсуждаемых областей вулканизма WPB-типа объясняет отмеченное сходство составов (и источников) MEZB и OIB. Происхождение OIB SOPITA связывают с воз-

никновением около 130 млн лет Тихоокеанского нижнемантийного суперплюма [4, 5], которому соответствует низкоскоростная (P-волн) сейсмоаномалия (LVa) [1, 8 и др.]. Синтез и интерпретация разноуровневых сейсмотомографических карт [8] показал, что эта главная супераномалия сопровождается системой латеральных циркум-Тихоокеанских низкоскоростных аномалий, образующих полукольцевую периокеаническую структуру. Рассматриваемый в работе западный дуговой её сегмент занимает несколько мантийных уровней. Дуговая LVa верхнего уровня (35–250, местами до 350 км) протягивается от Чукотки до Новой Зеландии, где она смыкается с Тихоокеанской отрицательной супераномалией. Эта малоглубинная дуговая сейсмоаномалия постепенно "угасает" к уровню 350 км, сменяясь дуговой высокоскоростной аномалией (HVa), интерпретируемой [1, 8 и др.] в качестве субдуцированных пластин. Западная дуговая LVa вновь появляется ниже этого высокоскоростного слэба уже с уровня 660км, сначала фрагментарно, а затем – в интервале глубин 1270–1470 км – в виде практически непрерывной периферической полосы. Эта среднемантийная (1270–1470 км) дуговая LVa обладает большей шириной по сравнению с верхнемантийной низкоскоростной аномалией, захватывая всю акваторию Берингова моря (включая Алеутскую дугу), часть Северо-Западной котловины Тихого океана, а также район Поднятия Шатского и Северо-Западного хребта, а на юге – районы Филиппинского моря, Восточно-Марианской котловины и Поднятия Дарвина с дальнейшим сочленением на юге с меридиональной ветвью Тихоокеанской низкоскоростной супераномалии. Ниже уровня 1470 км западная дуга LVa быстро исчезает, сменяясь на глубине 1870 км интенсивной площадной высокоскоростной зоной, занимающей не только район окраинных морей запада Тихого океана и смежных островных дуг, но и восток Евразийского континента, и интерпретируемой в качестве глубинной мантийной области захоронения больших объемов древних слэбов [3, 4 и др.].

Тихоокеанская низкоскоростная супераномалия, в отличие от западной периферической LVa, прослеживается непрерывно через верхнюю и нижнюю мантии до глубины 2700 км, характеризуясь весьма изменчивой морфологией. Она является бескорневой: на границе ядро-мантия (СМВ) ей соответствует интенсивная HVa [8]. Поскольку на СМВ признаки суперплюма в настоящее время отсутствуют, это может означать, что после экстремального по интенсивности среднемелового выброса вещества и энергии от слоя D" [5], новых поступлений с этих глубин не происходило, и дальнейшее развитие оторвавшегося от приядерных корневых частей суперплюма выразилось в перемещении его горячего разуплотненного материала не только в вертикальном, но и латеральном направлениях. При этом от главного ствола Тихоокеанского суперплюма на нескольких уровнях происходило "послойное" растекание и дальнейшее центробежное латеральное перемещение разуплотненного нижнемантийного вещества с образованием латеральных нижнемантийных плюмов. Высо-

кая латеральная подвижность нижнемантийного материала, обуславливающая послойно-инверсионное размещение сейсмоаномалий, уже подчеркивалась ранее [1]. В результате в поздне меловое-кайнозойское время в мантии Пацифика сформировалась выявляющаяся ныне по сейсмотомографии система главного суперплюма и отходящих от него латеральных плюмов, иногда теряющих с ним пространственную связь. В последнем случае дальнейшая потеря сплошности (фрагментация) латерального нижнемантийного плюма способна создавать на верхнемантийном уровне текстуру типа marble cake – чередование по латерали деплетированных и неистощенных участков. Поскольку развитие суперплюма во времени происходило от слоя D" к приповерхностным уровням мантии, нижнемантийный латеральный плюм на западной периферии Тихого океана является относительно наиболее молодым, что объясняет более позднее – кайнозойское – проявление щелочного вулканизма на континентальной окраине Евразии по сравнению с внутриокеанической областью, в пределы которой проецируется "голова" среднемелового суперплюма.

Таким образом можно полагать, что нижнемантийный апвеллинг (в виде системы Тихоокеанского суперплюма и отходящих латеральных плюмов) явился общей причиной вулканизма WPB-типа: мел-голоценового в SOPITA Тихого океана и кайнозойского в зонах растяжения континентальной окраины Евразии. Приповерхностное (0–250 км) расположение на западной периферии Тихого океана нижнемантийного латерального плюма позволяет объяснить накопление уже на начальных этапах растяжения края Евразийского континента вулканитов WPB-типа, имеющих признаки связи с глубинным нижнемантийным веществом, тогда как при последующем более интенсивном локальном растяжении в Японском окраинном бассейне были задействованы более глубокие, астеносферные источники, сопровождавшиеся излияниями толеитов [2 и др.].

Апвеллинг нижнемантийного вещества (с привнесом компонентов EM1 и EM2) из этого, занимающего малоглубинное положение латерального нижнемантийного плюма, объясняет не только состав MEZB, но и появление в целом DUPAL-свойств [7 и др.] верхней мантии континентальной окраины Евразии и смежных периокеанических областей. Аналогичные свойства верхней мантии, характерные и для области SOPITA Тихого океана, рассматриваются [3, 4 и др.] в качестве главного признака воздействия нижнемантийного суперплюма.

Работа выполнена в рамках ГНТП "Мировой океан" и проекта РФФИ №01-05-64019.

Литература

1. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.Д., Руженцев С.В. Глубинная тектоника Земли: строние, структурная асимметрия, геодинамика геосфер // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 88-99.
2. Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм зон растяжения континентальных окраин (на примере Корейско-Японского региона) // Петрология. 2001. Т. 9. № 5.

3. Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 273-296.
4. Janney P.E., Castillo P.R. Isotope geochemistry of the Darwin Rise seamounts and the nature of long-term mantle dynamics beneath the south central Pacific // *J. Geoph. Res.* 1999. V. 104. № B5. P. 10571-10589.
5. Larson R.L. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology.* 1991. V. 19. P. 547-550.
6. Nakamura Y., Tatsumoto M. Pb, Nd, and Sr isotopic evidence for a multicomponent source for rocks of Cook-Austral Island and heterogeneities of mantle plumes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. V. 52. P. 2909-2924.
7. Smith A.D. The geodynamic significance of the DUPAL anomaly in Asia // *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia.* 1998. Washington: AGU. P. 89-105.
8. Vasco D.W., Johnson L.R. Whole Earth structure estimated from seismic arrival times // *J. Geoph. Res.* 1998. V. 103. № 132. P. 2633-2671.

В.П. Филатьев

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

Механизм формирования окраинных морей на примере Японского моря

Расположенные в области сочленения океана и континента окраинные моря занимают особое положение. Происхождение этих структур до настоящего времени вызывает дискуссии среди геологов [1, 2, 3, 4, 5 и др.]. Одни считают их следствием направленного развития земной коры от океанической до континентальной, другие – следствием раздвига в связи с ротационным режимом Земли, третьи – следствием изменений фазового состава мантии, приведших к явлениям базификации коры и последующему ее проседанию.

Существуют альтернативные разработки, доказывающие, что формирование и тектоническое развитие активных окраин определялось главным образом не явлениями субдукции (как это принимается многими геологами), а грандиозными сдвиговыми дислокациями, имевшими место на границах континентальных и океанических литосферных плит [6]. Так, протяженность приконтинентальной и приокеанической сквозных систем левосторонних сдвигов Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой системы оценивается в 5–6 тыс. км и более. Амплитуда перемещений по отдельным крупным сдвигам достигает 200 км (Центральный сдвиг Сихотэ-Алиня), 400 км (разлом Танакура Восточно-Японской сдвиговой зоны), 700 км и более (разлом Тань-Лу Восточного Китая). Поскольку утверждается, что сдвигами контролируется размещение магматических поясов, то именно со сдвиговыми дислокациями связывается и развитие (в пространстве и времени) магматических и рудных процессов. В излагаемой трактовке Азиатско-Тихоокеанская зона сочленения рассматривается именно как область сдвиго-дислокационного ди-

намического и кинематического взаимодействия литосферных плит, в пределах которой сформировались аккреционно-складчатые и вулканоплутонические пояса и сопряженные с ними окраинные моря и депрессионные зоны.

В наиболее современной интерпретации окраинные моря представляют собой новообразованные бассейны осадконакопления, подстилаемые в различной степени преобразованной континентальной или океанической корой. Их основным признаком, в нашем представлении, является наличие новообразованной глубоководной котловины, возникшей в результате задугового сосредоточенного или рассеянного спрединга.

Однако сам механизм задугового расширения все еще является предметом дебатов [7]; глобальное взаимодействие плит или обратное движение субдуцирующей плиты [8, 9, 10, 11] и т.д.

В предлагаемой работе делается попытка показать на примере Японского моря механизм развития всех окраинных морей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, поскольку, по мнению автора, этот механизм является для них общим.

Японское море – задуговой бассейн, сформировавшийся между блоком Японских островов и Сихотэ-Алинским и Корейским участками Азиатского континента и характеризующийся наличием рассеянных континентальных фрагментов в пределах его впадины, наиболее крупным из которых является подводная возвышенность Ямато.

Основываясь на радиометрических данных о драгированных в Японском море вулканических породах [12], предположили, что процесс рифтинга между континентом и блоком Японских островов начался более чем 21 млн лет назад (Ma), что также соответствует оценке времени раскрытия Японского моря, основанного на данных теплового потока (30–15 Ma; [13]). Обсуждая эту проблему, [14] предположили, что раскрытие Японского моря длилось более короткой период (21–14 Ma) и закончилось последовавшим за этим вращательным движением северного и южного фрагментов образовавшейся островной дуги, т.е. «веерообразным» раскрытием [12]. В этом случае возраст формирования задуговой котловины был оценен на основании палеомагнитных данных о породах в северо-восточном и юго-западном фрагментах японской дуги; было предположено, что процесс вращательного раскрытия котловины произошел 21–14 Ma позади северо-восточного участка Японской дуги и 15 ± 1 Ma позади юго-западного участка японской дуги [12, 15].

В нашем представлении эти временные рамки (30–14 Ma) могут соответствовать действительности, если принять следующий механизм раскрытия моря.

Начавшаяся в верхнем мелу общепланетарная вспышка тектонической активности и связанные с ней процессы вулканизма, продвигаясь к востоку, в пределах Азиатского континента подошли к границам Тихоокеанской плиты и проявились здесь в форме вулканических поясов Востока Азии [16]. Отдельные краевые части материка при этом отчле-

нились рифтами от континента. В области Японского моря таким явился блок Японских островов. Возникший в результате подъема мантийного субстрата по ослабленной зоне Восточно-Азиатского глобального сдвига, рифт занял позицию по линии Татарский – Цусимский проливы (30 Ма). Его срединная часть приходилась на западную кромку современного о-ва Хонсю. В таком состоянии рифт просуществовал в интервале приблизительно 30–21 Ма. За это время к западу от существующего рифта возникла новая ослабленная зона (глубинный разлом), соответствующая современному положению побережья залива Петра Великого. Таким образом, между уже существовавшим (Татарский – Цусимский проливы) и новообразованным (побережье современного залива Петра Великого) рифтами оказался блок континентальной коры, соответствующий современной подводной возвышенности Ямато. Дальнейший выход на поверхность потока мантийного субстрата происходил уже через новообразованный рифт. Имея тенденцию продвижения в юго-восточном направлении [17], мантийный поток отодвигал от континента блок коры современной подводной возвышенности Ямато и находящийся перед ним срединный участок более раннего «Татарско-Цусимского» рифта. Процесс выхода на поверхность мантийного субстрата перешел в форму одностороннего спрединга (21–14 Ма). При этом срединная часть островного блока выгибалась в дугу, а концевые части этого блока (о-ва Хоккайдо и Сикоку) испытывали поворот в направлении, соответственно, против и по часовой стрелке [12, 15]. В целом островной блок превращался при этом в дугу Японских островов. В тылу дуги расположились наиболее значимые структуры моря: котловина Хонсю (Ямато) с корой океанического типа [18], подводная возвышенность Ямато с континентальной корой и Центральная котловина, заполненная океанической корой. Основной геодинамический этап формирования Японского моря на этом завершился, хотя его слабое продолжение ощутимо и в настоящее время и выражается в многочисленных землетрясениях, а порой и вулканических извержениях на Японских островах.

Литература

1. Кротошкин П.Н. Динамика земной коры // Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 238-253.
2. Берснев И.И. Происхождение и развитие впадины Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток. 1973. С. 15-35.
3. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
4. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
5. Левин Л.Э. Геология окраинных и внутренних морей. М.: Недра, 1979. 215 с.
6. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, №2. С. 400-403.
7. Taylor B. and Kamer G.D. On the evolution of marginal basins // Rev. Geophys. Space Phys. 1983. V. 21. P. 1727-1741.
8. Elsasser W.M. Sea floor spreading as thermal convection // J. Geophys. Res.. 1971. V. 76. P. 1101-1112.

9. Chase C.G. Extension behind island arcs and motion relative to hot spots // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 5385-5387.
10. Uyeda S. and Kanamori H. Back-arc opening and the mode of subduction // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 1049-1062.
11. Dewey J.F. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries // D. Strangeway (Editor), The Continental Crust and Its Mineral resources. Geol. Assoc. Can., Spec. Rep., 1980. P. 553-574.
12. Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan – rifting process of the Japan Arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 75. P. 267-277.
13. Tamaki K. Age estimation of the Japan Sea on the basis of stratigraphy, basement depth, and heat flow data // J. Geomagn. Geoelectr. 1986. V. 35. P. 427-446.
14. Tatsumi Y. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 4697-4707.
15. Toshi T. and Hamano Y. Paleomagnetism of Tertiary rocks from the Oga Peninsula and the rotation of the Northeast Japan // Tectonics. 1988. V. 7. P. 653-662.
16. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. 504 с.
17. Филатьев В.П. Физико-астрономические обоснования ротационной тектоники Земли // Материалы Четвертого международного междисциплинарного научного Симпозиума «Закономерности строения и эволюции геосфер». Хабаровск, 1998. С. 168-170.
18. Nishizawa A., Asada A. Deep crustal structure off Akita, eastern margin of the Japan Sea, deduced from ocean bottom seismographic measurements // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 199-216.
19. Kaneoka, I. and Yuasa, M. ⁴⁰Ar-³⁹Ar age studies on igneous rocks dredged from the central part of the Japan Sea // Geochem. J. 1989. V. 22. P. 195-204.

В.П.Филоненко

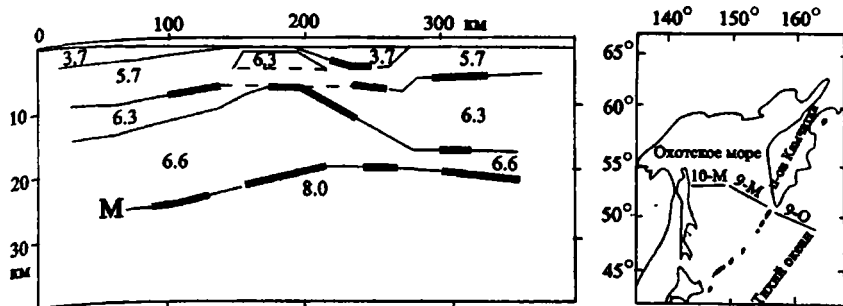
Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия.

Структура земной коры Охотоморского региона

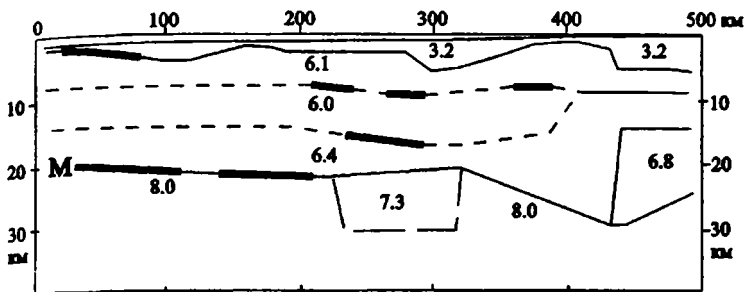
С конца 50-х по 70-е годы в районе Охотского моря и прилегающей части Тихого океана Институтом физики Земли были проведены глубинные сейсмические исследования земной коры. Было показано [1], что земная кора в большей части Охотского моря имеет толщину порядка 25 км и мощный слой со скоростью около 6 км/с (так называемый «гранитный» слой). На окружающих море островах и на континенте мощность коры увеличивалась до 30 км. Аномально тонкая (до 10 км) и высокоскоростная (6,5 км/с) кора, перекрытая 10-километровой толщей осадков и названная субокеанической корой, была выявлена в Южно-Курильской впадине. Более детально внутреннее строение коры определить в то время было невозможно. Сейчас благодаря развитию компьютерных методов интерпретации сейсмических данных, в результате переинтерпретации первичных материалов удалось дополнить предыдущие построения важными деталями. Полученные новые разрезы земной коры и верхней мантии (рисунок) позволяют сделать ряд выводов об эволюции этого региона.

– В центральной части Охотского моря с мощностью коры порядка 20–

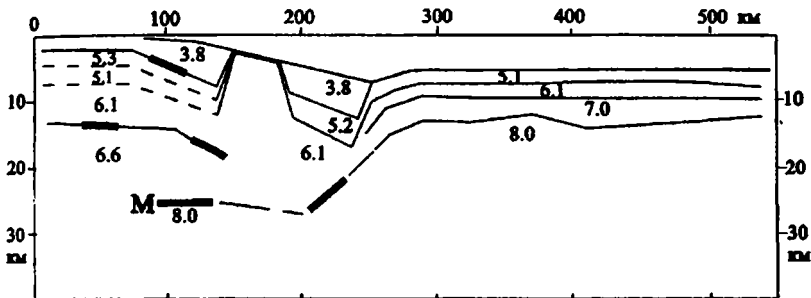
ПР-10М (Впадина Дерюгина)



ПР-9М (Восточная часть Охотского моря)



ПР-10 О (Тихий океан)



Сейсмические разрезы земной коры Охотоморского региона по профилям ГСЗ

Цифры – скорости Р-волн, км/с; тонкие линии – контуры слоев с разными скоростями; пунктир – то же, но менее надежные; утолщенные линии – отражающие границы

25 км средние скорости в коре оказались существенно ниже, чем предполагалось ранее, за счет слоя пониженных скоростей (менее 6 км/с) в средней коре на глубине около 10 км. Инверсионный слой имеет тенденцию к выклиниванию в местах погружения фундамента. Наличие и поведение подобного низкоскоростного слоя, по-видимому, связано с наличием потока флюидов из мантии в кору. Граница с повышенными скоростями – 6,4–6,6 км/с, подстилающая зону пониженной скорости – граница нижней коры, возможно, является физической и обусловлена фазовыми скачками в системе флюид – вмещающая порода.

– В районе впадины Дерюгина, а также при приближении к Курильским островам фундамент погружается и в коре выделяются тела с аномально высокой скоростью – 6,5–7,0 км/с. Такие же высокоскоростные тела выделены и по другую сторону Курильских островов, где кора существенно сокращена по мощности. Эти тела отражают, по всей видимости, процесс «базификации» континентальной коры и ее переработки в субокеаническую [2, 3] в зоне повышенной проницаемости литосферы. Следует отметить, что в этих местах происходит выклинивание слоя с пониженной скоростью в средней коре.

– Кора океанической части в области краевого океанического вала (вал Зенкевича) оказалась нетипичной для океанов. При нормальной океанической мощности в 5–7 км в ней выделяются три слоя с сейсмическими скоростями, характерными для континентальной коры: 5,2; 6,1 и 7,0 км/с. Петрологическая их интерпретация неоднозначна, но допускает предположение о формировании этой коры из коры, близкой к континентальному типу.

– Кора Южно-Курильской впадины действительно тонкая и высокоскоростная, как это отмечалось ранее [1]. В структуре же верхов мантии выявлено много новых деталей: до глубины в 40–50 км наблюдается чередование слоев с нормальными для мантии (8,0 км/с) и пониженными (порядка 7,0 км/с) скоростями. Последние могут быть связаны с линзами частично расплавленных пород.

В целом, полученные материалы хорошо согласуются с идеей существенной переработки континентальной земной коры в переходных зонах от континентов к океанам, сокращения ее мощности и насыщения ее мантийным материалом. Наличие инверсионного слоя в средней коре, предположительно связываемого с повышенной концентрацией флюидов, поступающих из мантии, дает основание для предположения о физическом характере границы между средней и нижней корой. Физический характер границы, по-видимому, обусловлен фазовыми скачками, контролируемыми температурой и давлением флюидов, без существенной химической перестройки вмещающего вещества. Такой подход позволяет объяснить быстрые высокоамплитудные вертикальные движения дна Охотского моря в геологическом прошлом [4], а также выклинивание слоя с пониженной скоростью в районах погружения фундамента.

Литература

1. Стрoение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 307 с.
2. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. №1. С. 3–14.
3. Павленкова Н.И. Эндогенные режимы и структура земной коры и верхней мантии // Стрoение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 253–274.
4. Стрoение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.

В.Ю. Фридовский, Л.И. Полуфунтикова, Е.Э. Соловьев
Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия.

Транспрессионные структуры Верхояно-Колымской орогенной области

В процессе неокомовой коллизии второго этапа деформаций северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна образовалась протяженная Кулар-Нерская транспрессионная структура, совпадающая, в основном, с одноименным сланцевым поясом.

Она разделяет внешнюю и внутреннюю зоны Верхояно-Колымской орогенной области (рис. 1). Транспрессионная зона сложена неоднократно деформированными пермскими и нижнемезозойскими черносланцевыми отложениями. С юго-запада от Верхоянского складчатонадвигового пояса транспрессионная структура отделена Адычатарынской зоной разломов, а от структур Колымо-Омолонского супертеррейна – Яно-Индигирской зоной разломов, объединяющей Янский, Чай-Юрьинский, Чаркы-Индигирский и другие разломы. Транспрессионные структуры развиты в центральном и юго-восточном секторах пояса.

Коллизия окраины кратона и супертеррейна происходила по механизму «сдвиг со сжатием», что привело к образованию сложных структурных парагенезисов, определяемых термином транспрессия (transpression). Транспрессионные присдвиговые структуры (синоним flower structures, palm tree structures) характеризуются развитием центрального сдвигового шва, обрамляющегося взбросами и надвигами листрического типа. По простиранию сдвиги трансформируются в надвиги и сбросы, сменяются эшелонированными складками. В участках изменения ориентировки сместителей к направлению стресса и кулисного перекрытия смежных эшелонированных структур возможно развитие сдвиговых дуплексов. Сдвиговые дуплексы ограничиваются областью фронтального сжатия на дистальных окончаниях смежных эшелонированных сдвигов. Сдвиговый дуплекс описан в Бадран-Эгеляхской зоне, расположенной

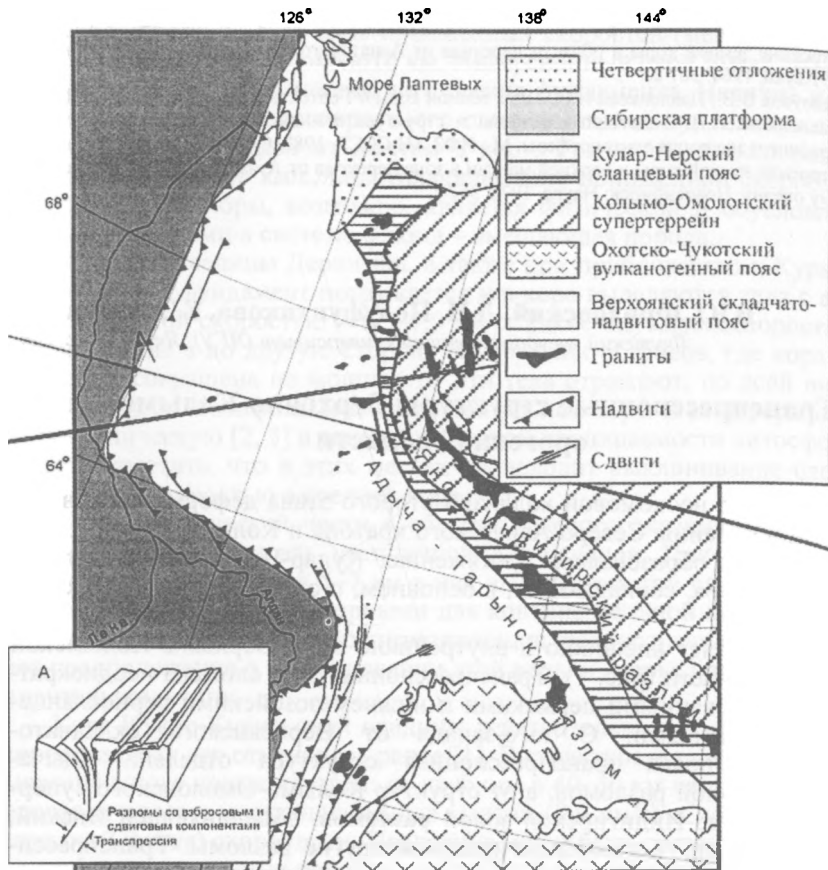


Схема тектонического строения Верхояно-Колымской орогенной области
 А – модель строения транспрессионных структур [Ramsy, Huber, 1987].

во внешней части центрального сектора Кулар-Нерского сланцевого пояса [1]. Сдвиги имеют северо-западное простирание, по ним устанавливаются левосторонние смещения. Дуплекс ограничен с юго-запада зоной «Надвиговой», а с северо-востока серией крупных расчлененных будин, последовательно перекрывающих одна другую. К северо-востоку и юго-западу структуры дуплексов сменяются сдвигами.

По геофизическим данным области развития транспрессионных структур характеризуются отрицательным уровнем поля значений силы тяжести с локальными градиентными аномалиями. Магнитное поле зна-

копеременное. Положительные и отрицательные значения ΔT трассируются в виде полос северо-западного простирания и совпадают с простиранием главных складок и разрывов. В аэромагнитном поле зоны разломов выражены линейными зонами положительных дифференцированных значений, сгущением изолиний ΔT_A или максимальными значениями магнитного поля. Транспрессионные структуры Кулар-Нерского сланцевого пояса играют важное значение в контроле размещения золотого оруденения [2].

Литература

1. Фридовский В.Ю. Сдвиговые дуплексы месторождения Бадран (Северо-восток Якутии) // Изв. ВУЗов Геология и разведка. 1999. №1. С. 60-66.
2. Fridovsky V.Yu., Ganzeev A.A. et al. Collisional Gold Metallogeny of the Verkhoyansk-Kolyma Region // N.V.Mezhelovsky, A.F. Morozov, G.S.Gusev & V.S.Popov (eds.) Geodynamics and Metallogeny: the Theory and Implications for Applied Geology. Moscow. 2000. P. 389-398.

В.Е. Хаин

Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

Глобальная геодинамика: новые успехи, старые и новые проблемы

В последние 10–15 лет ушедшего века в геодинамике были достигнуты впечатляющие успехи. Обязаны они в первую очередь появлению сейсмотомографии, благодаря которой геодинамика впервые стала подлинно глобальной, и в ней появилось новое направление – глубинная геодинамика. Связано это с тем, что впервые были получены довольно достоверные сведения о строении и процессах, протекающих не только в коре и верхней мантии, но и в нижней мантии и даже ядре, включая его внутреннее «ядрышко».

Наиболее ярким достижением явилось подтверждение существования особого слоя D'' в подошве верхней мантии, который является предположительно областью конечного захоронения субдуцируемых пластин (слэбов) океанской литосферы и источником суперплюмов. Другой подобный слой установлен в подошве верхней мантии и также рассматривается как вероятный источник плюмов. Намечается также граница внутри нижней мантии на уровне ~ 1700 км.

Данные сейсмотомографии не только подтвердили реальность субдукции, но и показали, что субдуцируемая литосфера, ее «слэбы» могут проникать глубоко в нижнюю мантию, вплоть до границы ядра но другие останавливаются на границе верхней и нижней мантии (600–670 км) или, проникая через нее, образуют скопления, которые периодически лавинообразно обрушиваются и достигают границы ядра. Сейсмотомо-

графия обнаружила также существование ископаемых зон субдукции, по крайней мере мезозойского возраста. Существенное значение имеет обнаружение явления отрыва нижней части погружающихся слэбов с образованием в месте разрыва астеносферных «оконов» – источников постколлизийного мантийного магматизма. И, наконец, установление возможности глубокого погружения в зонах субдукции континентальной коры – до глубины 150–200 км, а океанской – до границы верхней и нижней мантии.

Большую популярность приобрела обоснованная еще в 1972 г. В. Морганом концепция мантийных плюмов и горячих точек. И, тем не менее, с ней связан ряд нерешенных проблем, что объясняется трудностями обнаружения плюмов сейсмотомографией. Прежде всего, это вопрос о глубине зарождения плюмов. Как отмечалось, намечается два уровня – в кровле ядра и в подошве верхней мантии. Затем это вопрос об их стационарности, на представлении о которой был основан метод определения абсолютных перемещений литосферных плит. Ныне эта стационарность подвергается серьезным сомнениям. И, далее, вопрос о локализации «горячих точек», рассматриваемых как проекция плюмов на земной поверхности. Представляется, что эта локализация определяется, прежде всего, структурой литосферы – в океанах зонами спрединга, их тройными сочленениями или пересечением крупными трансформными разломами, а на континентах – рифтовыми системами и, опять же, их тройными сочленениями. Дело в том, что суперплюмы, достигая границы 660–670 км, а также другие плюмы, достигая подошвы литосферы, испытывают расщепление и затем внедряются в ослабленные зоны литосферы. Но главный вопрос о соотношении плюм- и плейттектоники все еще не получил удовлетворительного решения.

Сейсмотомография подтвердила также реальность мантийной конвекции, но две проблемы продолжают дискутироваться и ныне – является ли конвекция чисто тепловой или термохимической, а также общемантийной или двухъярусной. По первому вопросу представляется, что более вероятным является вариант термохимической, а не чисто тепловой, конвекции, а по второму вопросу, что в истории Земли наблюдалась периодическая смена двухъярусной конвекции, преобладавшей в архее, общемантийной в эпохи начала распада суперконтинентов и в современную эпоху, в частности.

Два аспекта глобальной геодинамики, оставшиеся за рамками тектоники плит, ныне начинают привлекать внимание, но еще далеки от полного освещения – это вопрос о роли ротационного фактора в геодинамике, т.е. роли осевого вращения Земли и изменений его скорости, и вопрос о влиянии на геодинамику процессов в окружающем нашу планету Космосе, в первую очередь в системе Земля – Луна – Солнце, а также нашей Галактике.

Новые данные о структуре доюрского основания Западно-Сибирской плиты в связи с прогнозом его нефтегазоносности

Дальнейшее развитие нефтегазодобывающей индустрии в Западной Сибири связано с освоением нефтегазового потенциала ниже-среднеюрских и доюрских нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных комплексов. По выражению одного из ветеранов нефтегазовой геологии Западной Сибири Н.П. Запивалова, «палеозой может рассматриваться как главный источник увеличения ресурсной базы Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции». Эффективное изучение доюрского комплекса Западной Сибири как нового самостоятельного нефтегазоносного этажа со своими особенностями возможного размещения залежей углеводородов требует применения новых технологий и новых подходов к осмыслению имеющегося и получаемого геолого-геофизического материала.

Структура доюрского основания Западно-Сибирской плиты формировалась в результате длительной геологической и геодинамической эволюции и характеризуется сложным гетерогенным и гетерохронным строением. Это предопределило многообразие взглядов разных геологов на ее природу и историю развития доюрского основания (В.С. Бочкарев, В.С. Сурков, С.В. Аплонов и многие другие), противоречащих друг другу как в деталях, так, зачастую, и в принципе. Наиболее информативные исследования по этой проблеме проводились в СНИИГТиМСе, где под руководством В.С. Суркова издан ряд монографий и карт различного масштаба. В них декларируется расчлененность основания на отдельные складчатые блоки, разделенные сетью пермо-триасовых рифтовых зон с осадочно-эффузивным заполнением мощностью, достигающей иногда нескольких километров. В качестве основной геодинамической структуры региона выделен Колтогорско-Уренгойский грабен, протянувшийся с юга на север на 1800 км и определивший тектонический режим Западно-Сибирской рифтовой системы позднего палеозоя и раннего мезозоя. Одновременно в ЗапСибНИГНИ и СибНАЦе группа исследователей во главе В.С. Бочкаревым придает основное значение при формировании структуры фундамента Западно-Сибирской плиты процессам его герцинской кратонизации и триасового тафрогенеза. С принципиально других геодинамических позиций оценивает природу доюрского основания С.В. Аплонов, определяя его как коллаж разновозрастных палеоостроводужных систем, реликтов палеозойских океанов, микроконтинентов и пермо-триасовых рифтовых зон. Схожие взгляды на строение фундамента Западной Сибири высказаны специалистами РГУ им. Губкина (Е.Г. Журавлев и др.).

В последние годы в связи с внедрением новых технологий в практику сейсморазведочных работ появились новые данные о внутреннем строении доюрских комплексов. Ранее сейсморазведкой была изучена лишь их приповерхностная часть, зачастую, с очень слабой освещенностью.

Домезозойское основание на большей части Западно-Сибирского региона представляет собой крупнейшую аккреционную систему, образованную в результате позднедокембрийско-палеозойской геодинамической эволюции, выразившейся в смене этапов зарождения и развития палеоостроводужных сооружений, палеожелобов и осадочных субокеанических и окраинно-морских бассейнов. Длительные этапы преимущественно трансензионного развития, во время которых формировались дифференцированные вулканические и осадочно-вулканогенные комплексы активных окраин, карбонатные и флишевые комплексы окраинных морей, офиолиты и кремнисто-глинистые толщи малых субокеанических бассейнов и терригенно-карбонатные образования чехлов микроконтинентов, сменялись кратковременными эпохами структурных перестроек. Длительная многоактная история развития привела к созданию крупных аккреционных мегакомплексов: докембрийского, вендско-кембрийского, ордовикско-силурийского, девонско-раннекаменноугольного, среднекаменноугольно-пермского, позднепермско-триасового. Степень деформированности этих комплексов зависит от их тектонической позиции и времени формирования. В пределах длительно существовавших мобильных и/или крупных дизъюнктивных зон дислоцированность пород значительно выше по сравнению с относительно менее активными палеоструктурами. По мере омоложения мегакомплексов, по крайней мере начиная с тремадока, уровень и характер деформирования меняется в сторону уменьшения и изменения стиля дислокаций. В девонско-раннекаменноугольное время в регионе формируется режим пассивной окраины, сменившийся в триасе рифтогенным. При этом раздвиги и грабены Западно-Сибирской рифтовой системы представляли собой, в основном, присдвиговые структуры растяжения, большей частью, унаследовавшие более древние тектонические формы в ареалах действия Колтогоро-Уренгойской и других мобильных и дизъюнктивных зон.

Окончательные черты структурная композиция доюрского основания Западно-Сибирской мезозойско-кайнозойской плиты приобрела в результате герцинской и предюрской орогений, важным эпизодом которых стало доформирование широкой сети крупномасштабных сдвигов, большинство из которых активно функционировало, особенно, во время структурных перестроек в течение всего палеозоя и, возможно, позднего докембрия. «Цветковый» характер строения многих мобильных зон указывает на их преимущественно сдвиговую природу.

Комплексный анализ имеющейся геолого-геофизической информации по строению доюрских комплексов и глубинной структуре региона позволяет выделить в домезозойском основании Западно-Сибирской плиты

несколько крупных мегаблоков (микроплит), разделенных межмегаблоковыми и межблоковыми мобильными и дизъюнктивными зонами.

Основу доюрских мегаблоков (микроплит) составляют палеозойские складчато-надвиговые системы (области), сложенные, в основном, отложениями субокеанических и окраинно-морских бассейнов, и досреднепалеозойские микроконтиненты, перекрытые, большей частью относительно слабо деформированным чехлом «палеоплитных» средне- и верхнепалеозойских образований. Краевые части микроконтинентов иногда изменены шарьяжно-надвиговыми дислокациями соседних мобильных зон.

В пределах Западно-Сибирского региона выделяются несколько мегаблоков (Восточно-Уральский, Зауральский, Приказахстанский, Алтай-Саянский, Среднеобский, Центрально-Западно-Сибирский, Приенисейский), характеризующихся различным строением доюрского основания плиты.

Межмегаблоковые и межблоковые мобильные зоны, сложенные метаморфизованными, сложнодислоцированными осадочно-вулканогенными комплексами, характеризуются активным, зачастую коллизионным, развитием в течение палеозоя и раннего мезозоя. В зависимости от характера определяющих их структуру тектонических процессов мобильные зоны подразделяются на: обдукционные транспрессионные; субдукционные транстензионные; сутурные, включая магматические и надвиговые фронты; пермотриасовые деструктивные.

Межмегаблоковые и межблоковые мобильные зоны доюрского основания Западно-Сибирской плиты и/или их фрагменты зачастую находят свое отражение в мезозойско-кайнозойском чехле в виде структурных форм относительно более высокой дислоцированности по сравнению с окружающими тектоническими элементами.

Дизъюнктивные зоны в зависимости от преобладания того или иного кинематического типа разломных дислокаций делятся на надвиговые, сдвиговые, сбросовые и невыясненной природы.

Таким образом, анализ имеющейся геолого-геофизической информации о строении доюрского основания Западно-Сибирской плиты свидетельствует о ее сложной гетерогенной структуре, диктующей необходимость дифференцированного подхода к проблеме оценки нефтегазового потенциала различных элементов доюрского нефтегазоносного этажа региона.

Нефтегазовый потенциал доюрской толщи Западно-Сибирской плиты находится в зависимости от ее геодинамической эволюции. Субдукционные процессы палеозойского времени приводили к накоплению рассеянной нефти в рифейско-палеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексах. Триасовый рифтогенез реализовывал не только миграционные возможности домезозойского фундамента, формируя региональные, зональные и локальные флюидопроводники в виде зон присдвигового растяжения, субвертикальной деструкции и горизонтально ориентированной дилатансии, но и активизировал нефтегазоге-

нерационные процессы в пределах мобильных и дизъюнктивных зон, наиболее динамичных и раскрытых для подтока глубинного тепла. Аккумуляционные процессы, наиболее интенсивно проявившиеся в период предюрской орогении, определили размещение известных и возможных скоплений углеводородов, контролируемое структурой доюрских флюидодинамических систем.

В пределах Западно-Сибирской плиты в доюрском нефтегазоносном этапе развиты два типа флюидодинамических систем: а) анизотропная, характерная для палеозойских магматических, метаморфических, вулканогенных и карбонатных пород; б) анизотропно-изотропная, характерная для палеозойских комплексов Приенисейского мегаблока и слаболицифицированных ареалов палеозойских (Тоболо-Ишимский), пермотриасовых (северная и центральная части плиты) бассейнов, районов развития параплатформенных слабо дислоцированных девонско-каменноугольных образований и палеозойских рифогенных карбонатных построек.

Наиболее перспективными нефтегазогеологическими объектами в доюрском структурном этапе являются на зональном уровне мобильные, дизъюнктивные зоны и карбонатные постройки, перекрытые мощными флюидоупорами.

На локальном уровне наиболее перспективными нефтегазогеологическими объектами в доюрском основании Западной Сибири являются дезинтегрированные эрозионно-тектонические (зачастую перекрытые корой выветривания толщиной, до 50–150 м, или в карбонатных постройках закарстованными известняками и доломитами) и горстовые выступы. Трещинообразованию более подвержены кремнистые, карбонатные и магматические (преимущественно, граниты) породы главным образом в пределах и ареалах действия мобильных и дизъюнктивных зон. В пределах Приенисейского мегаблока под мощной эвапоритовой толщей нижнего кембрия могут обнаружиться рифейские и палеозойские антиклинальные и структурно-литологические ловушки в терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных образованиях. Особый интерес представляют во всех мегаблоках Западно-Сибирской плиты рифовые постройки рифейско-палеозойских комплексов и надвиговые гранитоидные и карбонатные пластины.

Новые данные о рифее и нижнем венде в Центральной части Восточно-Европейской платформы (результаты комплексных исследований)

Литологическое доизучение материалов глубокого бурения и обобщение геофизических данных позволили выделить четыре структурно-вещественных комплекса и, соответственно, четыре этапа развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое:

I. Структурно-вещественный комплекс верхов нижнего протерозоя-нижнего рифея (1640–1350 млн л), обособлен от фундамента в последние годы на основе сейсмостратиграфических данных. Последние показали присутствие в кровле фундамента нескольких отражающих горизонтов, которые протягиваются за пределы авлакогенов, выполняя положение синеклизоподобные впадины. По данным бурения, в строении комплекса принимают участие кварцевые песчаники и кварцито-песчаники, кварцевые порфиры blastopсаммитовые сланцы, доломитовые мраморы с прослоями кварцитов с возрастом 1400–1570+–30 млн л [5]. Имеющиеся данные о возрасте, а также преобладающий состав, позволяет сопоставлять эти образования с отложениями хогландия, субиотния, иотния и выделять в качестве протоплатформенного чехла. Его накопление фиксирует этап становления Восточно-Европейской платформы (континента Балтика). Не исключено, что под авлакогенами этот комплекс тектонизирован [2].

II. Структурно-вещественный комплекс среднего рифея (1350–1100 млн л) достоверно установлен лишь на крайнем западе Крестцовского авлакогена (скв. Крестцы) и в Павлово-посадской скважине Московского авлакогена. Образования среднего рифея представлены красноцветными делювиально-пролювиальными отложениями. В скв. Крестцы они вмещают тела диабазов с возрастом 1245–1350 млн. л. Этот комплекс сопоставляем с грабеновыми формациями континентальных рифтов. Предполагается, что в начале среднего рифея континент Балтика испытал структурную перестройку и подвергся рифтогенезу, особенно в его периферической части. Однако, эти процессы практически не проявились в его центральной рассматриваемой части, где в это время преобладали процессы денудации и размыва протоплатформенного чехла.

¹ Геологический институт (ГИН РАН).

² Федеральное унитарное предприятие «Научно-производственный центр по сверхглубокому бурению и комплексному изучению недр Земли (ФГУП НПЦ «Недра»).

³ Департамент природных ресурсов по Центральному региону.

⁴ ФГУ ГНПП «Спецгеофизика».

III. Структурно-вещественный комплекс верхней части среднего – нижней части верхнего рифея (1100–1000 – 700 млн л). По данным сейсмопрофилирования этот комплекс пользуется широким распространением и образует четкий сейсмо-стратиграфический горизонт в основании разрезов Крестцовского, Тверского и Среднерусского авлакогенов. Он залегает резко несогласно на всех более древних образованиях, в том числе и на кристаллическом фундаменте. Отложения представлены морскими сероцветными, в краевых частях пестроцветными отложениями, отдельные пакки в которых обогащены углеродистым веществом.. Предполагается их накопление на внутреннем шельфе рифейского палеоокеана. Общий наклон бассейна имел северо-восточную или восточную ориентировку, в сторону Печерского бассейна (современные координаты). Источниками пирокластического материала, вероятно, являлись как точечные остаточные источники вулканизма, находящиеся в пределах платформы и приуроченные к зонам разломов, ограничивающим среднерифейские грабены, например, Крестцовский. Кроме того, тонкозернистый пирокластический материал мог приноситься с островодужных поднятий того времени.

Комплекс конца среднего-первой половины верхнего рифея отнесен к морским отложениям палеоплатформенного чехла. Сходная точка зрения ранее высказывалась А.А. Клевцовой [3]. При этом в палеоплатформенном чехле наблюдается два цикла седиментации, которые хорошо прослеживаются и на сеймостратиграфических разрезах. Предполагается, что этап формирования палеоплатформенного чехла фиксирует время существования эпигренвильского суперконтинента Родиния. Обилие пирокластического материала в осадках этого времени свидетельствует о том, что рассматриваемый регион примыкал к активной континентальной окраине, входившей в систему Протоуральской и Кадомской островных дуг

IV. Структурно-вещественный комплекс конца позднего рифея-нижнего венда (700–570 млн лет) включает верхнюю красноцветную толщу верхнего рифея и плетневскую (сотинскую) свиту венда, связанные между собой постепенными переходами и общностью впервые обнаруженного нами вулканизма. Кровля этих образований была размыта во время структурной перестройки платформы на рубеже раннего и позднего венда, во время кадомской орогении.

Эта ассоциация, залегает с разрывом и несогласием на всех более древних образованиях, включая кристаллический фундамент. Своеобразие этих отложений во многом определяется положением Балтики в низких широтах, вблизи южного полюса (палеомагнитные данные) Поэтому осадконакопление во многом определяли ледниковые и флювиогляциальные процессы (лапландский горизонт тиллитов и тиллоидов по Н.М.Чумакову). В результате в верхах разреза распространены диамиктиты с валунами гранитов рапакиви, а также аргиллиты с включением редких зерен кварца крупнопесчаной размерности, похожие на отложе-

ния тающих льдов. Кроме того, этот комплекс включает вулканогенные породы. Отличительной их особенностью является калиевая специализация (типоморфные минералы – микроклин, кварц, биотит, резко подчинен альбит). Преобладают кристаллокластические, витро-кристаллокластические туфы песчаной и крупнопесчаной размерности, а также туфо-лавы, сходные с туффизитами, в которых может присутствовать резургентный материал. Пирокластическую природу часто имеет и матрикс диамиктитов гляциального происхождения. Мощность комплекса изменяется от 50 м (Крестцовский авлакоген) до более 1500 м (скв. Солигалич, Среднерусский авлакоген). Вулканиды имеют состав, сходный с вулканидами древлянской серии нижнего венда Оршанской впадины и туффизитами нижнего венда, описанными в Ладожском грабене [1]. Имел место центральный тип извержений кремнекислой магмы, насыщенной летучими компонентами (туфовые вулканы, трубки взрыва). Ассоциирующиеся с ними песчаники часто представляют собой продукты перемыва и переотложения туфового материала временными потоками. По распространению этих вулканидов выделено несколько вулканических центров. Наиболее полные разрезы комплекса сохранились в западной части Среднерусского авлакогена. Наиболее типичным является разрез скв. Букалово. (интервал 2718–2611 м). На северо-востоке Средне-Русского авлакогена, скважинах Бобров, Рослятино, Красавино этому уровню соответствует пестроцветная терригенная толща с прослоями пепловых туфов кислого состава. В Московском авлакогене на этом уровне также распространены горизонты туфов кислого состава [4].

Характерна резкая фациальная изменчивость по простиранию авлакогенов и по разные стороны от разломов, сегментирующих авлакогены. Преобладающим распространением пользуется фация красноцветных аллювиально-пролювиальных отложений. Локально, преимущественно на крайнем северо-востоке распространена фация пестроцветных песчано-глинистых отложений мелководно-морского и озерного происхождения. Предполагаемые вулканические центры приурочены к зонам пересечения разломов, ограничивающих авлакогены, с поперечными разломами, в том числе с Рыбинским. По характеру вулканизма и седиментационным признакам этот комплекс отнесен к грабеновым формациям континентальных рифтов. Время его образования (конец рифея–начало венда) совпадает с глобальной эпохой рифтогенеза, связанной с распадом суперконтинента Родиния и заложением каледонских палеоокеанов. Рифтогенные структуры конца рифея – начала венда в центральной части Балтики частично наследовали грабены среднего рифея, частично являются новообразованными. Видимо, только в это время окончательно сформировались и соединились Крестцовский и Среднерусский авлакогены, образуя Центрально-Русскую рифтовую систему. Причиной рифтогенеза, возможно, были движения вдоль Рыбинского сдвига, возникшего в это время как зона скола между трансформными разломами, сегментирующими островные дуги того времени.

Литература

1. Афанасов М.Н., Николаев В.А., Орлова М.Т., Якобсон К.Э. Первая находка минералов-спутников алмаза в нижневендских отложениях Ладожского грабена // Разведка и охрана недр. 2001, № 6. С. 8-10.
2. Демченко А.С., Демченко Б.М., Сычкин Н.И. Современный взгляд на тектоническое строение центральной части Русской плиты // Геологический вестник центральных районов России. 1998. № 2-3. С. 5-17.
3. Клевцова А.А. Об основных чертах истории Русской платформы в рифее. // Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка. 1971. № 7. С. 3-13.
4. Кузьменко Ю.Т., Куклинский А.Я., Пименов Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности верхнего протерозоя г. Москвы // Литол. и полезн. Ископ. 1994, № 1. С. 109-118.
5. Николаев В.Г. Тектоническая предыстория Московской синеклизы в рифее // Геотектоника. 1999. № 6, с. 59-65.

А.К. Худoley, Г.Г. Серкина

*Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ),
Санкт-Петербург, Россия*

Раннепалеозойский рифтогенез восточной окраины Сибирской платформы: сравнение геологических данных и кривых тектонического погружения дна бассейна

Интерпретация восточной окраины Сибирского континента как пассивной окраины с двумя этапами рифтогенеза – позднерифейским и позднедевонским – в настоящее время является наиболее широко распространенной точкой зрения [3]. При этом раскол Сибирской платформы с отделением от нее палеозойских блоков современной «Колымской петли» и образованием глубоководного бассейна на месте современного Верхоянья традиционно связывается с девонским рифтогенезом. В то же время, характерные для дрифтовой стадии развития пассивной окраины латеральные ряды формаций от мелководной карбонатной платформы до сравнительно глубоководных карбонатных аналогов турбидитов и контуритов появляются уже начиная со среднего кембрия, что заставляет вернуться к вопросу о времени рифтогенеза, приведшего к образованию окраины континента. Вряд ли им мог быть позднерифейский рифтогенез из-за большого разрыва во времени между собственно рифтогенезом (около 950–1000 млн лет) и началом дрифтового этапа (конец раннего кембрия, около 520 млн лет); необходимо предполагать наличие еще одного рифтогенеза, более близкого по времени к началу дрифтового этапа.

Рифтогенез, приведший к формированию пассивной окраины, должен был быть значительным тектоническим событием, отразившимся как в магматических, так и в осадочных комплексах. Наиболее близкими по возрасту являются распространенные на северо-восточной окраине Сибирской платформы (Хараулах) магматические комплексы основного состава с возрастом около 544 млн лет (граница венда и кембрия). Для них характерно распределение малых и редкоземельных элементов, близкое к таковому в кайнозойских рифтах Восточной Африки и Красного моря, а высокое значение величины дельты ниобия ($\square Nb = +0,11$ и $+0,17$) предполагает связь магм с мантийными плюмами [6]. На юго-восточной окраине платформы (Сетте-Дабан) возраст основного магматизма с аналогичным химизмом оценивается как 490 млн лет (начало ордовика); близкий возраст имеют и типичные для рифтов малые интрузии щелочного ультраосновного состава [4]. В магматических комплексах Сетте-Дабана величина $\square Nb$ варьирует от $+0,14$ до $-0,08$, указывая на наличие нескольких источников магм, включая как мантийный плюм, так и близкий к источникам MORB [6].

Хотя вендско-раннепалеозойские комплексы восточной окраины Сибирской платформы не содержат типичных для начальных стадий рифтогенеза формаций, но построенные на основании их изучения кривые тектонического погружения дна бассейна (subsidence curve, backstripping) дают существенный аргумент в пользу кембрийского рифтогенеза. Теоретические основы построения и интерпретации кривых тектонического погружения рассмотрены во многих работах; авторы в основном следовали модели, рассмотренной Бондом и Коминци [5]. Расчеты производились с помощью программного обеспечения, разработанного на кафедре региональной геологии и истории Земли геологического факультета МГУ.

Всего было проанализировано пять разрезов венда – нижнего палеозоя из внешних и внутренних зон Сетте-Дабана, а так же один разрез венда – кембрия Хараулаха. На всех графиках в области 480–450 млн лет (нижний–средний ордовик) происходит выполаживание кривых, свидетельствующее о прекращении активных тектонических движений, что характерно для дрифтовой стадии развития пассивной окраины континента. Аналогичные пологие формы кривых тектонического погружения дна бассейна фиксируются и для периода древнее примерно 530 млн лет (венд – ранний кембрий). Наиболее крутая часть графика, соответствующая быстрому погружению блоков коры на этапе рифтогенеза на большинстве графиков приходится на возрастной интервал около 500–530 млн лет, что отвечает среднему–позднему кембрию и позволяет предполагать зарождение рифта в начале этого этапа, около 530 млн лет тому назад. Таким образом, с учетом многочисленных неопределенностей, заложенных в первичных данных, начало рифтогенеза в этой модели дает хорошее совпадение со временем рифтового магматизма на Хараулахе. Необходимо отметить, что сравнение со стандартными кри-

выми модифицированной модели однородного растяжения Маккензи свидетельствует, что кембрийский рифтогенез восточной окраины Сибирского палеоконтинента сопровождался значительным растяжением литосферы, составлявшим не менее 300–400 %.

Хотя магматические комплексы на севере и юге восточной окраины Сибирского палеоконтинента сходны по химизму и связаны с рифтогенезом, их природа может быть различной. На Хараулахе раннекембрийские эффузивы обнаруживают связь с мантийным плюмом и предшествуют началу быстрого прогибания дна бассейна, что характерно для модели активного рифтогенеза. Вместе с тем, в хребте Сетте-Дабан раннекембрийский магматизм неизвестен, размыты в основании кембрийских толщ незначительны, а сами кембрийские породы имеют морское происхождение. Эти признаки характерны для модели пассивного рифтогенеза. Раннепалеозойский рифтовый магматизм Сетте-Дабана приходится на начало ордовика – время, когда там уже существовал глубоководный бассейн. Поэтому раннепалеозойский магматизм Сетте-Дабана скорее всего является откликом на процессы, происходившие в соседних регионах. К их числу, безусловно, относятся блоки Колымской петли, где, судя по составу осадочных толщ, рифтогенез начался в раннем ордовике [1].

Постепенное смещение возраста рифтогенеза в восточном направлении указывает на асимметричное в целом строение рифта. Об этом же говорит и более широкое распространение нижнепалеозойских магматических комплексов на окраине Сибирской платформы в сравнении с блоками Колымской петли. Согласно схеме развития асимметричного рифта [2], такие соотношения свидетельствуют о формировании бассейна по модели простого сдвига вдоль крупного листрического сброса, погружающегося от Сибирской платформы в восточном направлении с постепенным омоложением структур в восточном направлении. Приводившиеся выше оценки растяжения литосферы столь велики (до 400 %), что хотя и были получены, исходя из модели однородного растяжения, также не могли быть достигнуты без формирования крупных листрических сбросов со значительным поворотом блоков. Таким образом, сравнение геологических данных и результатов моделирования кривых тектонического погружения дна бассейна позволяет выделить еще одну крупную эпоху рифтогенеза на восточной окраине Сибирского палеоконтинента и объяснить появление глубоководных отложений, начиная со среднекембрийского времени.

Литература

1. Булгакова М.Д. Ранний–средний палеозой Северо-Востока СССР (седиментологический анализ). Якутск, 1991. 102 с.
2. Казьмин В.Г., Бяков А.Ф. Континентальные рифты: Структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–41.
3. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. № 6. С. 32–43.

4. Худoley A.K., Кропачев A.П., Химан Л.М., Журавлев Д.З., Гурьев Г.А. Раннепалеозойский магматизм Сетге-Дабана (Южное Верхоянье, Юго-Восточная Якутия) // ДАН. 2001. Т. 378, № 1 (в печати).
5. Bond G.C., Kominz M.A. Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning // Geol. Soc. Am. Bull. 1984. Vol. 95, № 2. P. 155–173.
6. Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // EPSL. 1997. Vol. 153, № 3/4. P. 197–208.

В.И. Цыганов

ГПП «Алдангеология», Алдан, Россия.

Интерференционно-дифракционные структуры и явление сверхпроводимости

Распределение электромагнитных полей в ЦАР в виде Z и S структур характеризуется устойчивым состоянием. Этот тип структур сохраняется на протяжении длительного времени, они фиксируются в породах архея и протерозоя. Глубинность этих структур, по данным магнитотеллурического зондирования [1], достигает первых сотен километров.

Обратимся к опытам со сверхпроводящими сплавами. Как известно из опытов Мейснера и Оксенфельда, в сверхпроводниках, охлажденных ниже критической температуры в постоянном магнитном поле, сверхпроводник выталкивает это поле из своего объема, переходя в состояние идеального диамагнетика. В отличие от идеальных проводников, сверхпроводники не позволяют проникать в их толщу магнитному полю. Если сверхпроводник поместить во внешнее магнитное поле, то в приповерхностном слое возникнут экранирующие токи, которые создадут внутри него магнитное поле, равное и противоположное внешнему. В сплавах сверхпроводников, магнитное поле обычно не сразу заполняет весь объем образца. В толще его вначале образуются лишь отдельные сгустки линий магнитной индукции, сверхпроводник переходит в особое состояние, которое А.А. Абрикосов назвал смешанным. Когда сверхпроводник находится в смешанном состоянии, по нему течет ток, и в тех областях, где имеется магнитное поле (это сердцевины вихрей), возникают силы взаимодействия между током и полем. В результате распределение тока изменяется, но области, в которых сосредоточено магнитное поле, не остаются неподвижными, а начинают перемещаться. Абрикосовские вихри под действием тока движутся, но это перемещение нормальной, несверхпроводящей сердцевины. При таком движении возникает своеобразное трение, которое приводит к выделению тепла. Значит, при протекании тока через сверхпроводник, находящийся в сверхпроводящем состоянии, появляется сопротивление, сверхпроводник переходит в резистивное состояние и явление сверхпроводимости может

быть разрушено. Для того чтобы сверхпроводник не разрушался, надо только помешать вихрям двигаться, закрепив их на месте. Сделать это возможно, лишь создав в образце крупные неоднородности, дефекты. Отдельные вихревые нити притягиваются к этим дефектам и закрепляются на них. Это явление получило название пиннинга. Дефекты кристаллической решетки могут быть самыми разнообразными. Они могут иметь самые различные размеры, могут быть различно ориентированы относительно вихревых нитей. От их вида зависит лишь сила закрепления, а от их концентрации – общее число закрепленных вихревых нитей. Чем больше дефектов, тем большее число нитей закреплено. Закрепление вихревых нитей на дефекте означает, что электромагнитное взаимодействие между нитью и дефектом создает энергетический барьер, который нить должна преодолеть, чтобы начать двигаться. Вихревые нити приходят в движение только в том случае, если воздействие магнитной силы оказывается достаточным для того, чтобы преодолеть пиннинг и оторвать нити от неоднородности. Благодаря пиннингу сверхпроводящие материалы обладают высокими значениями критического магнитного поля и критического тока.

Сравнивая явление пиннинга на образцах из сверхпроводниковых материалов можно с большой уверенностью говорить о таких же явлениях в природе; в частности Σ и S структуры – это подобие Абрикосовским вихрям, закрепленным на сверхпроводящей сердцевине.

Заключение. Модель среды со сверхпроводящей сердцевиной, на поверхности которой расположены вихри из нормальных несверхпроводящих пород, объясняет практически все явления: 1) диамагнетизм пород на больших глубинах; 2) причины перемещения вихревых структур на поверхности и их устойчивость; 3) значительные тепловые потоки, возникающие при перемещении вихрей по поверхности; 4) устойчивость в целом всей системы (сердцевины из сверхпроводящих материалов и нормальных несверхпроводящих материалов, сконцентрированных в вихревых структурах) в потоке электромагнитных полей и т. д.

Литература

1. *Абрамов В.А., Ломтев Н.Ф., Цыганов В.И.* Магнитотеллурическое зондирование при комплексном изучении глубинной структуры // Разведка и охрана недр. 1990. №4. С. 39–46.
2. *Мнеян М.Г.* Сверхпроводники в современном мире. М.: Просвещение. 1991. С. 20–35.

Интерференционно-дифракционные структуры Центрально-Алданского района

Распределение аномальных областей и линий экстремумов вектора T магнитного поля пределах Алданского щита характеризуется определенной структурой. В восточной части Алданского щита наблюдается S -структура экстремальных значений вектора T , в западной – $З$ -структура, в центральной – G -структура. Каждой структуре имеется физическое объяснение если рассматривать, что аномалии вектора T обусловлены суммарным эффектом от осцилляторов электромагнитных излучений, которыми могут быть как отдельные атомы химических элементов, так и их совокупность в виде минералов и минеральных ассоциаций.

S -структура. Эта конфигурация линий экстремальных значений вектора T отождествляется с кривой, называемой спиралью Корню. Согласно физике электромагнитных явлений [1], поток осцилляторов, на пути которого расположен непрозрачный предмет, дифрагирует и за предметом на экране наблюдаются вихревые структуры осцилляторов в виде спирали Корню, такое сочетание осцилляторов на поверхности потока обладает моментом количества движения.

$З$ -структура. Геометрическое построение векторов потока осцилляторов показывает, что эта структура обусловлена дифракцией потока на предмете или щели.

Результаты моделирования в гидрогазодинамике [2] подтверждают выводы о возможности образования вихревых структур S и $З$ вида. Так, при обтекании потоком жидкости препятствия прямоугольной формы, за выступом образуются устойчивые вихри S вида, обусловленные распадом поверхности потока; при обтекании потоком жидкости предмета в виде шара, линзы, за предметом образуются вихри Кармана $З$ вида.

Из физики сплошных сред известно, что магнитный момент атома любого вещества совпадает с моментом количества движения этого атома. Использованием этого свойства было выполнено моделирование S -структуры магнитного поля одной из составляющих вектора T .

Результаты опытов на модели позволили сделать ряд важных заключений:

а) прецессия магнитных моментов осцилляторов в S -структуре создаст момент количества движения в частицах вещества, расположенных в пределах S -структуры;

б) частицы вещества, независимо от их состава, помещенные в S -структуру, перемещаются;

в) направление и скорость перемещения частицы вещества в S -структуре зависит от состава, массы частицы, а также формы и расположения тел, с которыми находится частица.

Результаты опытов позволили ответить на ряд вопросов, связанных с причинами накопления в определенных местах элементов, обладающих высокой проводимостью около тел с высокими магнитными свойствами.

По результатам опытов установлено, что тела выполненные из диа- и парамагнетиков, помещенные в S-структуру, влияют на перемещение частиц вещества так же, как и тела из ферромагнетиков.

Следует особо отметить, что частица вещества из кварца, широко используемая в настоящее время в качестве индикатора гравитационных полей, также перемещается в S-структуре. Этот факт позволяет совершенно по-новому взглянуть на ряд законов и положений, которые объясняют движение материального тела вне зависимости от его структуры и вещественного состава.

Литература

1. Фейнман Р. и др. Фейнмановские лекции по физике. М.: Мир, 1971. С. 79–80.
2. Кузов К. Мир без форм. М.: Мир, 1976. С. 66–67.

Н.П. Чамов, В.В. Костылева

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Строение и механизм формирования Среднерусского авлакогена

Под Среднерусским авлакогеном (СА) понимается совокупность доплитных прогибов (осадочных бассейнов) и выступов фундамента в пределах Трансплатформенной зоны, пересекающей Русскую плиту от Оршанской впадины на юго-западе к Тиманским покровам на северо-востоке. Авлакоген разбит на отдельные сегменты, кулисообразно подстраивающие друг друга, а также осложнен зоной поперечных дислокаций, придающей ему сигмоидальную форму (рис. 1).

Комплексный анализ результатов параметрического бурения и геофизических исследований в Молоковско-Торжокско-Тверском (МТТ) сегменте авлакогена позволил выявить генетическую сопряженность структур в составе латерального ряда Молоковский бассейн – Торжокский выступ – Тверской бассейн. Было предположено, что этот ряд структур образован за счет простого сдвига, под которым понимается расслоение реологически различных частей коры по пологой поверхности внутрикорового срыва [4].

Существуют два этапа континентального растяжения [7]. Первый этап приводит к появлению в верхней коре серии крутопадающих плоских разломов, проникающих на глубину до 15 км. Второй этап начинается после достижения некоторой величины «критического» растяжения

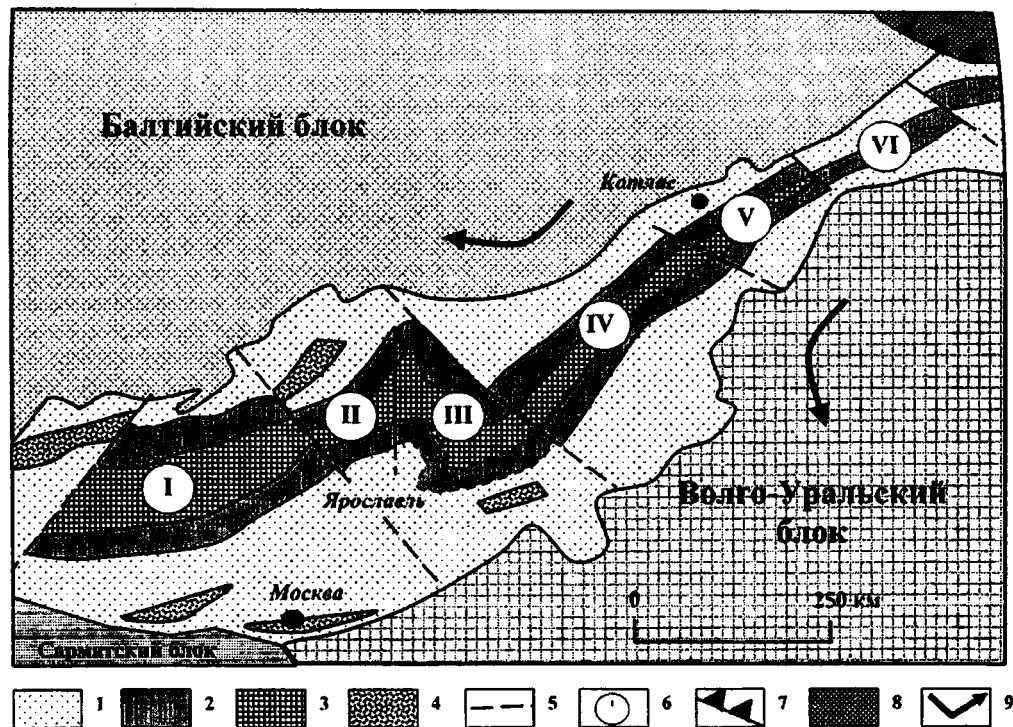


Рис. 1. Схема строения Среднерусского авлакогена (по: [2], в интерпретации авторов)

1 – трансплатформенная зона; 2–6 – Среднерусский авлакоген: 2 – сопряженные структуры (2 – прогибы, 3 – выступы фундамента); 4 – оперяющие прогибы, 5 – поперечные разломы, 6 – номер сегмента; 7 – западная граница Тиманской гряды; 8 – Тиманская гряда; 9 – направление вращения блоков. Сегменты Среднерусского авлакогена: I – Молоковско-Торжокско-Тверской, II – Кешминско-Вологодско-Любимский, III – Харовско-Преховско-Дмитровский, IV – Солигаличско-Преховско-Галичский, V – Котласско-Лугско-Югский, VI – Яремский

хрупкой верхней коры и может привести к выводу на поверхность пород комплекса метаморфического ядра. Действительно, в основании Молоковского бассейна бурением вскрыты метаморфические породы (бластомилониты и мигматиты), характерные для тектонотипических районов проявления механизма простого сдвига. Продукты размыва этих пород установлены в базальных частях осадочного разреза, причем особенности их состава указывают на синхронность тектонических и осадочных процессов.

Поднятие метаморфического ядра приводит к появлению в его обрамлении осадочных бассейнов [5]. Разница между этими бассейнами определяется их положением относительно антиформы и состоит в том, что бассейн лежачего блока последовательно углубляется по мере растяжения, тогда как выполнение бассейна всячего блока нарушается сбросами и образующиеся блоки перемещаются на экспонированную поверхность срыва. Молоковский бассейн является областью главного погружения, ограниченной плечом лежачего блока с севера и флангом корового поднятия с юга. Метаморфическое ядро представлено Торжокским выступом. Внешним по отношению к метаморфическому ядру оказывается параллельный Молоковскому Тверской бассейн. Реликты зоны срыва приурочены к верхним частям фундамента под осадочными бассейнами (рис. 2).

Примечательно, что при простом сдвиге утонение коры проявляется не под осевыми частями прогибов, а под зоной антиклинального поднятия. Действительно, по данным ГСЗ, подъем поверхности Мохоровичича установлен под Торжокским выступом в 40–50 км к юго-востоку от оси Молоковского бассейна. Там же предполагается пологий (около 15°) сквозькоровый срыв юго-восточного падения [3].

Рассмотренные закономерности позволяют сопоставить формирование МТТ сегмента с тектоническими процессами, которые привели в третичное время к растяжению континентальной коры в североамериканском хинтерленде – наиболее хорошо изученной области проявления механизма простого сдвига. Поскольку это широкомасштабный процесс, вовлекающий в движение значительные объёмы земной коры, он должен быть выражен на обширных территориях. Следовательно, если наши наблюдения верны, то они должны быть справедливы и для соседних с МТТ сегментов Среднерусского авлакогена. В самом деле, во всех сегментах СА наблюдаются триады сопряженных положительных и отрицательных структур, причем северные прогибы оформлены лучше, нежели южные, а поверхности разделяющих выступов фундамента, погружаются в юго-восточном направлении. Авлакоген в целом можно рассматривать как систему из двух сходящихся в северо-восточном направлении прогибов, разделённых центральным поднятием (рис. 1). Изучение керна скважин вдоль СА показало, что сценарий осадконакопления во всех его сегментах оставался одинаковым и представлял собой

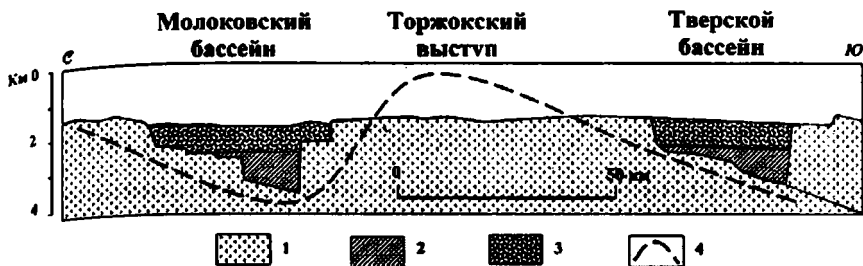


Рис. 2. Схема сопряженных структур Молоковско-Торжокско-Тверского сегмента Среднерусского авлакогена

1 – фундамент; 2, 3 – осадочные породы: 2 – сероцветные, 3 – красноцветные; 4 – проекция поверхности базального срыва

постепенный переход от сероцветных относительно глубоководных проливно-морских к красноцветным аллювиально-пролювиальным континентальным отложениям. Прогобы, не вошедшие в центральную систему СА (Гжатский, Подмосковский и др.), связаны, вероятно, с оперяющими нарушениями и, соответственно, обязаны своим происхождением иному механизму растяжения.

Общность с североамериканским хинтерлендом обнаруживается и в предпосылках к раздвигу обеих территорий. Так, растяжение на североамериканском континенте связывают с выравниванием гравитационно нестабильной утолщенной за счет аккреционных процессов коры [6]. Среднерусский авлакоген приурочен к полосе относительно утоненной коры. Полагают, что эта полоса – Трансплатформенная зона – является современным отражением палеошовной зоны или аккреционной сутуры, некогда существовавшей вдоль сочленения крупных составляющих элементов Русской плиты – Балтийского, Волго-Уральского и Сарматского блоков [1 и др.]. Раскрытие палеорифтовой системы могло быть инициировано относительно небольшими горизонтальными смещениями этих элементов [3] или, что вероятнее, вращением блоков Балтийского (и Сарматского?) по часовой и Волго-Уральского – против часовой стрелки. Растяжению способствовали специфические свойства разделявшей их сутуры: утолщенная при коллизии этих блоков мигматизированная кора после снятия внешней нагрузки стремилась к достижению гравитационного равновесия с образованием Трансплатформенной зоны. Однако, в отличие от постколлизионного растяжения в периплатформенной области североамериканского хинтерленда, доступное для растяжения пространство внутри плиты полностью определялось величиной и характером расхождения жестких континентальных блоков.

Исходя из предложенной модели, следует ожидать, что, поскольку максимальное растяжение палеорифтовой системы было приурочено к юго-западной части авлакогена (МТТ сегмент), то и максимальное под-

нятие комплекса метаморфического ядра должно было произойти в этом районе. Это поднятие, в свою очередь, должно было привести к наиболее позднему (по отношению к другим сегментам) заложению сопряженных с растущей антиформой прогибов и позднему накоплению осадков. Полученные нами данные подтверждают эти предположения. Бластомилониты в фундаменте прогибов и продукты их размыва в базальных частях осадочного выполнения приурочены к наиболее широким частям авлакогена и исчезают к юго-востоку. Изучение микрофоссилий позволило датировать базальные осадки Молоковского прогиба позднерифейским возрастом, т.е. подтвердило наиболее позднее заложение структуры в пределах авлакогена [4].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 00-15-98531.

Литература

1. *Владимирова Т.И., Капустин И.Н., Орлов В.П., Фёдоров Д.Л.* Объяснительная записка к Гипсометрической карте поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1:2 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 71 с.
2. *Капустин И.Н., Владимирова Т.И., Фёдоров Д.Л.* и др. Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1:2 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
3. *Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н.* Тектоническая модель докембрия Московской синеклизы по результатам комплексных региональных исследований // Разведка и охрана недр. 1995. № 5. С. 8–12.
4. *Чамов Н.П., Костылева В.В., Аникеева О.В., Горбачёв В.И., Грибова И.С., Есипко О.А., Коновальцев Ю.Б., Филин С.И.* Новые данные о механизме формирования Молоковского бассейна, Русская плита // Геотектоника 2002. (в печати).
5. *Brun J.P., Sokoutis D., Driessche J.V.D.* Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes // *Geology*. 1994. Vol. 22. P. 319–322.
6. *Coney P.J., Harms T.A.* Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. // *Geology*. 1984. Vol. 12. P. 550–554.
7. *Lister G.S., Davis G.A.* The origin of metamorphic complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. // *J. Struct. Geol.* 1989. Vol. 11. P. 65–94.

**Н.М. Чернышов, Л.И. Надежка, В.М. Ненахов, Ю.Н. Стрик,
А.А. Великанов, А.И. Дубянский**
Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия.

Глубинное строение ВКМ по данным ГСЗ: геодинамические следствия

Традиционно в пределах ВКМ выделяется два мегаблока, разделенных Лосевской шовной зоной. Северо-восточная часть ВКМ (мегаблок КМА) характеризуется большей магнитностью и меньшей плотностью по сравнению с юго-восточной (мегаблок Хоперский или Воронежский),

что послужило основанием А.П. Таркову первый назвать «легким», а второй «тяжелым». Характер сочленения мегаблоков неоднозначен. Кристаллическая кора ВКМ имеет трехслойное строение: верхний – «гранитогнейсовый» слой – до глубин 15–20 км, характеризуется средними значениями скоростей 6,2 км/с; средний – «диоритовый» (гранулитогнейсовый) – от глубин 15–20 км до 30 км, средняя скорость продольных волн здесь 6,7 км/с; нижний – «базит-метабазитовый» (протокора или ее автохтонные реликты) слой до подошвы коры, скорость этого слоя колеблется от 7,0 до 7,6 км/с. Суммарная мощность земной коры, толщина и структура отдельных слоев претерпевают существенные изменения при переходе от раннеархейских массивов и структур к протерозойским сооружениям. Первые характеризуются резко выраженной границей Мохо (М) ($V_{пл} = 8,1$ км/с) и мощностью коры порядка 43 км. При этом, для «диоритового» («гранулитогнейсового») слоя характерны скорости 6,3–6,7 км/с, для «метабазитового» слоя – 7,4 км/с при мощности 10 км. В районе развития Белгород-Михайловской и Алексеевско-Воронежской протерозойских структур наблюдается увеличение скорости продольных волн в «диоритовом» (гранулитогнейсовом) слое до 6,6–6,85 км/с и увеличение скоростей в «метабазитовом» слое до 7,12–7,15 км/с. Присущие мантийным значения скорости, превышаю-

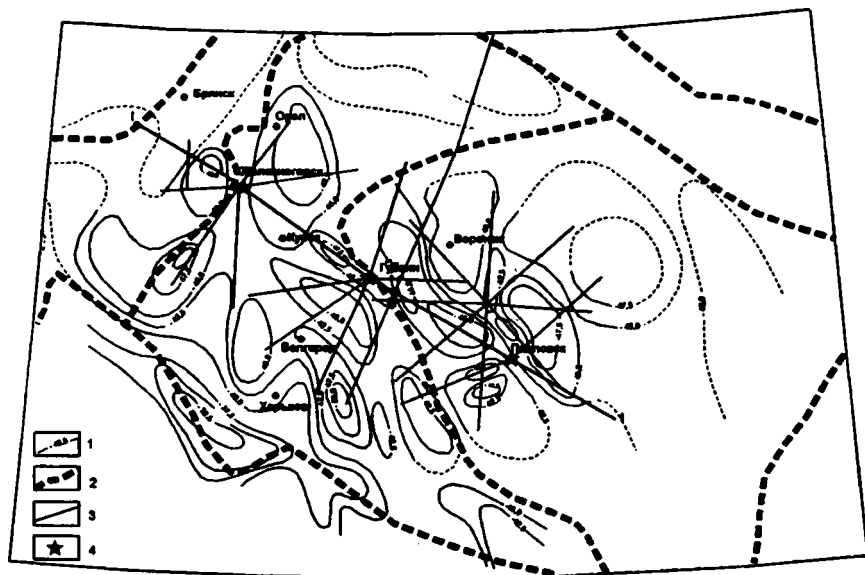


Рис. 1. Схема глубинных неоднородностей ВКМ:

1 – изогипсы поверхности Мохо в км; 2 – зоны сочленения геоблоков; 3 – профили ГСЗ; 4 – пункты промвзрывов.

щие 8,0 км/с, в этих зонах получены лишь на глубинах 55–60 км. В пределах развития Лосевской шовной зоны область границы М представляет т.н. переходный слой мощностью 10–20 – 10–25 км при значении скоростей продольных волн 7,4–7,5 км/с. Скорости, характерные для мантийного слоя – 8,1–8,3 км/с, прослеживаются лишь на глубинах 55–60 – 55–70 км. Лосевская зона представляет собой сложную структуру, внутри которой по геофизическим данным выделяется целый ряд зон субмеридионального простирания. Кроме того, северная половина зоны отличается от южной по типу земной коры: северная имеет «гранитоидный», «гранито-диоритовый» тип; южная – «гранито-диорито-базитовый», «базитовый» тип. По данным ГСЗ в зоне сочленения наблюдается утонение континентальной коры с 45 до 43 км в виде килевидного протяженного выступа. Еще большее утонение (до 39–40 км) отмечается в зоне Белгород-Михайловской структуры. Одновременно резко увеличивается мощность переходного слоя.

Оценка анизотропии скоростей в толще коры показывает, что для нижней части коры («диоритовый», «метабазитовый» слои) характерна более сильная анизотропия. Здесь вектор максимальной скорости ориентирован в северо-восточном направлении. В верхней части коры («гранито-гнейсовом» слое) анизотропия слабее, вектор максимальной скорости

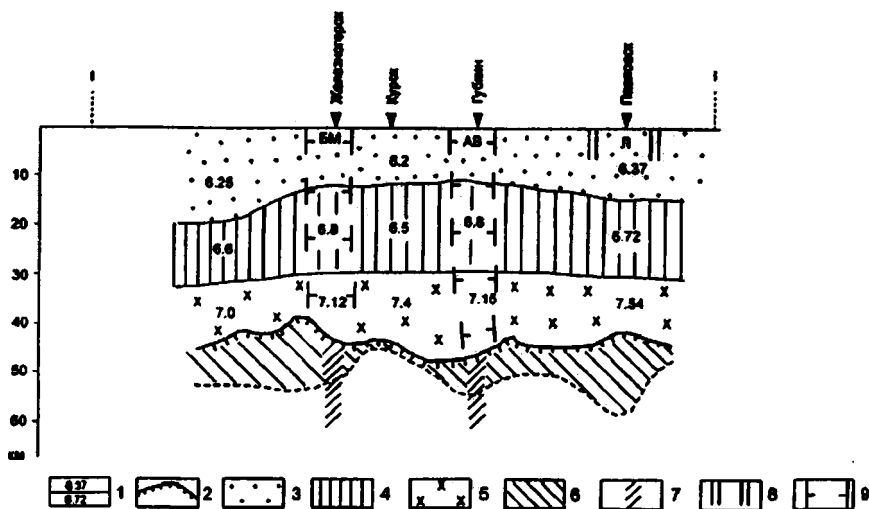


Рис. 2. Глубинный разрез земной коры ВКМ по данным сейсморазведки.

1 – границы слоев земной коры и значения скоростей продольных волн; 2 – граница поверхности Мохо; 3 – гранито-гнейсовый слой; 4 – диоритовый слой; 5 – метабазитовый слой; 6 – переходный слой кора-мантия; 7 – область сочленения мантийных блоков; 8 – границы Лосевской шовной зоны; 9 – Протерозойские структуры: БМ – Белгород-Михайловская, АВ – Алексеевско-Воронежская

сти ориентирован в северо-западном направлении. Это же направление характерно и для самой верхней части фундамента. Ориентация эллипсов анизотропии скоростей для верхней части коры совпадает с простиранием протерозойских складчатых структур, а направление длинных осей с ориентацией геоблоков и архейских структур.

Связь анизотропии с ориентацией разновозрастных структур докембрия свидетельствует о различной природе и масштабах архейского и протерозойского этапов тектогенеза и подтверждает в целом предложенную ранее модель формирования раннекарельской структуры ВКМ с позиций плитной тектоники [1]. В соответствии с этой моделью, механизм взаимодействия мегаблоков происходил по сценарию субдукции и последующей коллизии переходящей в гиперколлизии, в результате чего значительная часть коры была погружена под блок КМА с образованием структуры сшивания и формированием покрово-складчатого ансамбля на пассивной континентальной окраины. Погруженные континентальные массы создали в зоне сшивания эффект утолщенной земной коры, в последующее время значительно релаксированной. Наличие утолщенного «переходного» корово-мантийного слоя является результатом частичной консервации указанного механизма субдукции.

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.

Н.М. Чернышов, В.М. Ненахов

Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

Структура, эволюция геодинамических режимов и минерогении ВКМ

В пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ), с соответствием с современными представлениями, выделяются три структуры первого порядка, включающие два мегаблока (относительно легкий Курский и тяжелый Хоперский или Воронежский), разделенные Лосевской (Ливенско-Богучарской) шовной зоной. Литосфера мегаблоков характеризуется трехслойным строением (рис. 1). Курский мегаблок состоит из макроблоков 2-го ранга: Брянского, гранито-гнейсового, наиболее глубоко эрозированного, Красногорско-Раславольского, Курско-Бесединского, Ливенско-Ефремовского, сложенных парагенезисом архейских зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых куполов, отражающих латеральную и вертикальную аккрецию в результате слипания разнотипных террейнов-доменов (ранний архей), последующей дест-

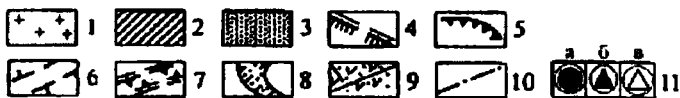
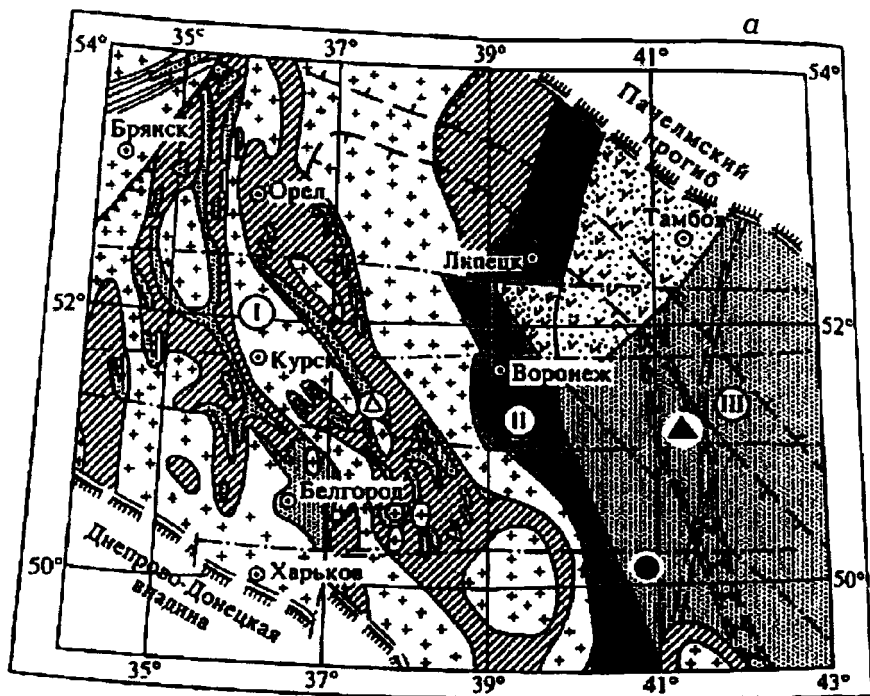


Рис. 1. а – Геолого-тектоническая схема Воронежского кристаллического массива и положение в его структуре главнейших платиноносных рудных районов:

1–3 – структурно–вещественные комплексы раннего (1) и позднего (2) архея, нижнего протерозоя (3); 4 – границы ВКМ; 5 – границы геоблоков (I – Курский или Курская гранит-зеленокаменная область, III – Хоперский, Воронежский); 6 – Новогольско-Орловский красной рифт с проявлениями траппового магматизма; 7 – Тамбовско-Волгоградская структура (реактивизированный рифт позднеархейского заложения, вмещающий никеленосные норит-диоритовые интрузии еланского комплекса); 8 – Лосевская шовная зона (II); 9 – Воронежско-Шукавская грабенсинклиналь, наложенная на Воронцовский эпикратонный прогиб; 10 – тектонические разломы; 11 – местоположение районов с мамонским (а) и еланским (б) типами сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений и комплексным золото-платинометалльным оруденением (в) тимского и кшенского типов;

б – Геолого-геофизическая модель строения литосферы ВКМ (по [Афанасьев и др., 1982]): 1–3 – верхнекоровый слой, горизонты: 1 – верхний петрографически разнородных структурно-вещественных комплексов, 2 – средний максимально гранитизированных пород, 3 – нижний, «диоритовый» по геофизическим параметрам; 4 – нижнекоровый слой К-М, «мафитовый» по геофизическим параметрам; 5 – переходный слой М-М₁ – габбро-амфиболиты, основные гранулиты, пироксениты, перидотиты (?); 6 – подкоровый слой М₁-М₂ – бесполовошпатовый парагенезис амфибол-шпидель-гранатсодержащих пород.

Слен	Горизонт	Индекс	Глубина, км	Разрез	σ , г/см ³	V_p , Км/с ⁻¹	Состав структурно-вещественных комплексов
I-Верхнекоралый	1.1	O	5	~~~~~	2,65	6,3	1.1. Петрографически разнородные комплексы
	1.2			20			
	1.3	K	30	xxx xxx xxx	2,8-2,9	6,5-6,7	1.3. «Диоритовый» (переходный): амфибол-гиперстеновые плаггиогнейсы, гранулиты высокожелезные (комплекс оснивания)
II-Нижнекоралый		M ₁	50	v t v t v t v t v	2,95	7,0	«Мафитовый»: габбро-амфиболиты, основные гранулиты, гиперстеновые плаггиогнейсы, эндебито-гнейсы
		M ₂					
III-Переходный				t t t t t t	3,11- 3,26	7,9-8,4	Габбро-амфиболиты, основные гранулиты, пироксениты, перидотиты (?)
Подкоралый				//// //// //// ////	>3,3	>8,4	Амфибол-шпинель-гранатосодержащий (бесполевошпатовый) парагнессис

рукции в результате рифтогенеза и формированием линейных зон за счет закрытия рифтов (поздний архей). Макроблоки отделяются друг от друга широко проявленными раннекарельскими рифтогенными структурами (Белгород-Михайловской, Тим-Ястребовской), часто обнаруживаемыми в различной степени видимую унаследованность позднеархейского структурного плана. Рифтогенные структуры раннего карелия характеризуются положительными аномалиями силы тяжести и высокоинтенсивными полосовидными магнитными аномалиями. Хоперский мегаблок включает Камышинский, Варваринский и Калач-Эртыльский макроблоки 2-го ранга. Хоперский мегаблок в геофизических полях чет-

ко выделяется и характеризуется проявлением архейского СВК с более высоким и однородным метаморфизмом (Камышинский и Варваринский макроблоки) и раннекарельского СВК, сложенного интенсивно складчатых, ритмично-слоистым, зонально метаморфизированным, существенно флишоидном комплексом. Раннекарельский комплекс характеризуется признаками аллохтонного залегания, отражающими движение масс в восточном направлении, наложенным на СВК рифтогенного комплекса [1], а так же на СВК активно-окаинного типа. Лосевская шовная зона в виде извилистой субмеридиальной зоны шириной до 100 км протягивается с юга на север от Днепровско-Донецкого до Пачелмского авлакогенов, уверенно фиксируется в геофизических полях и характеризуются специфическим набором осадочно-вулканогенных и интрузивных метаморфизованных формаций. Структуры позднего карелия по отношению к раннекарельским структурам развиваются дискордантно, выполнены магматитами базальтового состава внутриплитного типа. Они характеризуются субпараллельностью границам Пачелмского авлакогена и по-видимому являются отражением развития последнего.

Особенности структуры ВКМ позволяют говорить об эволюции геодинамических режимов начиная с раннего архея и заканчивая поздним карелием. Особенности строения структур раннеархейской консолидации (нуклеакратонизации) свидетельствуют о доминировании площадных процессов по механизму межплумового торошения [2], благодаря которому были сформулированы большие объемы сиалического субстрата тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) типа, включающегося значительное количество в различной степени метаморфизированного первично-корового базитового материала и продуктов его экзогенной переработки. Относительное однообразие структурно-вещественных комплексов раннего архея предопределило бедную металлогению. Вещественные комплексы позднего архея, образующие структуры линейного типа, формировались в условиях энсиалического рифтогенеза и последующей коллизии (энсиалической орогении), предопределившего большее разнообразие вещественных и рудно-магматических систем. Энсиалическая орогения проходила, по-видимому, по сценарию А-субдукции, без раскрытия рифтов в океанические, или даже в субокеанические структуры. Раннепротерозойские СВК формировались уже по механизму, вписывающимся в плитно-тектонический цикл Уилсона, в котором выделяются этапы рифтогенеза, формирования субокеанической структуры, субдукции и коллизии (~ 2–2,02 млрд. лет) с богатым разнообразным спектром рудообразующих систем [1]. Постколлизийная история развития структуры в которой обозначаются этапы тафрогенеза, формирования раннеплатформенного и собственно платформенного чехлов контролировались исключительно процессами внутриплитного характера.

Эволюция эндогенного структурообразования, связанная со сменой мобильной архейской коры общей и устойчивой ее кратонизацией и по-

следующей активизацией, закономерно сменяющиеся во времени типы структур сопровождалось появлением специфических для каждого геодинамического режима СВК и ассоциирующих с ними рудных формаций. Выделено [3] около 80 типов рудных формаций (включая потенциально рудоносные объекты ВКМ), сформировавшиеся в условиях: а) раннеархейской нуклеократонизации (железисто-гранулитогнейсовая, графитовая и золото-платиносодержащая в углеродистых породах, сульфидная платиноидно-медно-никелевая, являющиеся малопродуктивными); б) позднеархейского рифтогенеза и консолидации (сульфидная медно-никелевая и колчеданная золото-платиносодержащая в коматитах и базальтах, железорудная кремнисто-метабазитовая, тальк-магнезитовая, апатит-титаномагнетитовая, колчеданная медно-никелевая, золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая, вольфрам-молибденитовая, имеющими в целом характер разноантиклинальных проявлений); в) раннепротерозойского рифтогенеза и орогенеза (титано-магнетитовая, золото-уран-платиноносных конгломератов, полигенная платиноидно-золоторудная в черных сланцах, вулканитах и их метасамотитах, железорудная – железисто-кремнисто-сланцевая курского типа, графитовая, колчеданная благороднометаллоносная, платиноносные золото-кварц-сульфидная и золото-кварцевая, полиметаллическая, фосфатоносных черных сланцев, марганцовая кандиновая золотоносно-никелевая и медь-кобальт-никелевая, малосульфидная платинометаллическая, вольфрам-молибденовая и касситерит-силикатная в грейзенах, уран-ториевая, литий-рубиниевая и др., представленные уникальными и крупными месторождениями и разномасштабными проявлениями); г) тафрогенного, раннеплатформенного и платформенного этапов (титаномагнетитовая ванадийсодержащая, малосульфидная платинометаллическая и сульфидная платиноидно-медно-никелевая в трапповых интрузивах смородинского и новогольского типов, колчеданная золото-платиносодержащая, золото-сульфидно-кварцевая, полиметаллическая, редкометаллическая, редкометалло-уран-ториевая, магнетит-анатитовая и редкометаллическая в карбонатитах и др.). Подобно другим докембрийским структурам Земли длительный (ранний архей – верхний карелий) процесс формирования земной коры и ее структурно-вещественной дифференциации сопровождался эндогенным рудообразованием с элементами циклического характера, функционированием все более сложных и более продуктивных рудообразующих систем, усложнением состава рудных минеральных парагенезисов и спектра входящих в них элементов.

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. Ненахов В.М. Геодинамика раннего архея // Геотектоника. 2001. № 1. С. 3-12.
3. Чернышов Н.М. Металлогения раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронеж. ун-та. Серия геологическая. 1996. № 1. С. 5-20.

Шапшальско-Хангайский разлом как тектонотип современного сдвига

Проблема высокой антропогеновой тектонической активности южной части Сибири давно привлекает внимание многих геологов. Неоднократно предлагались различные геодинамические причины возникновения здесь в неоген-антропогеновое время горного рельефа, сформировавшегося после длительного периода (поздняя юра – палеоген) суб-платформенного развития этой территории. В настоящее время доминирует концепция, согласно которой подобное явление объясняется столкновением Евразийской и Индостанской литосферных плит, которое произошло в конце палеогена. Постепенно в течение неогена волна тектонической активности распространялась к северу от Гималайского коллизийного шва, охватывая самые различные по истории тектонического развития регионы. При этом было отмечено, что перемещение крупных блоков земной коры происходило вдоль зон трансрегиональных сдвигов. На тектонической схеме, составленной П.Молнар и П.Таппонье [4], на территории Азии была выделена серия подобных структур, среди которых был отмечен Хангайский сдвиг, расположенный в пределах Монголии. Проведенный нами структурный анализ позволил проследить в северо-западном направлении продолжение этой сдвиговой зоны, которая на территории Алтая совпадает с Шапшальским разломом.

Шапшальско-Хангайский сдвиг, протяженностью около 950 км, начинается на востоке в бассейне р. Эгийн-Гол и далее на запад, прослеживаясь в субширотном направлении, пересекает территорию Монголии. При приближении к границе России он постепенно изменяет свое направление на северо-западное, а затем в Шапшальском хребте – на субмеридиональное. Далее к северу основная зона разлома расщепляется на ряд более мелких структур, приобретая структурный рисунок “конского хвоста”. В геоморфологическом плане зона сдвига контролирует с востока на запад простирания хребтов Болнай-Нуру, Хан-Хухэй, Цаган-Шибэту и Шапшальского. К ней также приурочены обширная Убсунурская и более мелкая Джулукульская впадины.

В геодинамическом отношении зона сдвига на всем протяжении отличается высокой сейсмичностью, наибольшая активность которой наблюдается в ее центральной части. Здесь в 1905 г. было зафиксировано Болнайское(Хангайское) катастрофическое землетрясение с магнитудой $8\frac{1}{4}$. Шапшальская часть сдвига характеризуется более частыми, но относительно слабыми землетрясениями с магнитудами 4S (1941, 1948 гг.) и 4 (1961, 1964 гг.). Севернее 52° с.ш. параллели сейсмичность практически отсутствует [3].

Морфология этого нарушения как левый сдвиг была первоначально определена П. Молнар и П. Таппонье [4] на основе анализа космических снимков. Этот вывод подтверждается исследованиями А. В. Вознесенского [1], который, изучая смещения в зоне Болнайского землетрясения 1905 г., определил, что суммарная амплитуда левого сдвига по зоне разлома достигает 6,5 м. Вертикальная составляющая этих перемещений переменна, но обычно не превышает 2 м. Предполагается, что суммарная амплитуда левого сдвига может достигать 75 км. Эта цифра обосновывается следующим фактом. На геологической карте четко видно, что Агардакская раннепалеозойская зона, расположенная на территории Тувы, вдоль зоны Хангайского сдвига перемещена в западном направлении на 75 км по отношению к Хунгайской, которая является ее структурно-формационным продолжением в пределах Монголии. Необходимо отметить, что эта величина характеризует не только амплитуду неоген-четвертичных движений, но, возможно, и более древних, среднепалеозойских–раннемезозойских.

Геодинамическая активность в зоне сдвига также характеризуется проявлением сжимающих напряжений, которые реализуются в формировании вдоль ее оси горных хребтов. При этом отмечается, что амплитуды восходящих движений закономерно увеличиваются в западном направлении. Так, если высоты хребта Болнай-Нуру, расположенном на востоке, не превышают 2500–2600 м, то в пределах хребта Цаган-Шибэту и Шапшальского они достигают 3400–3600 м. Растягивающие напряжения привели к формированию Убсунурской и Джулукульской впадин. Точные амплитуды нисходящих движений из-за отсутствия детальных геолого-геофизических исследований в пределах впадин определить не удастся, но ориентировочно они могут достигать 1,5–2,0 км.

Начало проявления сдвиговых перемещений было приурочено к раннему неогену, что подтверждается возрастом синхронных осадочных толщ, сформировавшихся во впадинах. На северном борту Убсунурской котловины в бассейне р. Деспен в пестроцветной песчано-глинистой толще были обнаружены остатки остракод и позвоночных миоцен-плиоценового облика. В Джулукульской впадине возраст аллювиальных угленосных отложений по спорам и пыльце определен как верхи миоцена–низы плиоцена [2].

Проведенный анализ тектонического развития зоны Шапшальско-Хангайского сдвига позволяет считать, что его современное положение является унаследованным. Предполагается, что первоначально он возник в среднем палеозое и функционировал вплоть до юрского времени. Этот вывод подтверждается наличием в зоне сдвига серии приразломных юрских впадин, заполненных толщами грубообломочных отложений, а также развитием раннемезозойского магматизма. Не исключается, что проявление наложенного метаморфизма в Башкуаской зоне было также связано с процессами сдвигообразования в среднем–позднем палеозое.

Предложенная авторами модель сдвиговой природы формирования Шапшальского хребта объясняет его резко дискордантное положение относительно структур Западного Саяна. В заключение следует отметить, что рассмотренные особенности строения зоны Шапшальско-Хангайского современного сдвига еще раз свидетельствуют о важной роли сдвигобразующих процессов в формировании тектоники складчатых областей. Полученные данные также необходимо учитывать при изучении зон сдвигов, развивавшихся в прошлые эпохи.

Работа выполнена при финансовой поддержки РФФИ (проект №00-07-90277).

Литература

1. *Вознесенский А.В.* Исследования области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии // *Материалы отделения физической географии Географического общества СССР.* 1962. Вып. 1. 51 с.
2. *Масарский С. И., Рейснер Г.И.* Новейшие тектонические движения и сейсмичность Западного Саяна и Тувы. М.: Наука, 1971. 153 с.
3. *Сейсмичность Алтае-Саянской области.* Новосибирск, 1975. 162 с.
4. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science* 1975. Vol. 180, № 42016. P. 419–426.

В.П. Шатров

Институт геологии и геохимии (ИГ и Г) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Сопоставление результатов геологических и геофизических исследований структуры Северо-Уральского бокситового бассейна

Девонские бокситы на Урале были открыты в 1931 г. уральскими геологами А.К. Бруштейном и Н.А. Каржавиным. С тех пор умы исследователей в основном занимала проблема происхождения бокситов, и было высказано много гипотез относительно их генезиса. Но почти не изучались и остаются открытыми вопросы становления и структурной эволюции Северо-Уральского бокситового бассейна (СУБР), поскольку каждый исследователь освещал какой-нибудь один из аспектов бокситовой проблемы (в основном генезис бокситов).

Существует несколько точек зрения о геологической природе бассейна. По мнению одних исследователей, СУБР – это наложенный бассейн. Другие связывают образование бассейна с перерывом в морском осадконакоплении. По мобилистской версии [2], залежи бокситов приурочены к палеосклонам зрелых островных дуг, а сами бокситы образовались за счет выноса алюминия рудными растворами из зон активного вулканизма. Правда, эта точка зрения была сформулирована еще полве-

ка назад А.В. Пейве [4]. Концепция становления и развития структуры бассейна этого исследователя, основанная на большом фактическом материале, пока не имеет альтернативы. Свою позицию на становление и эволюцию бокситового бассейна, близкую идеям А.В. Пейве, автор статьи изложил в диссертационной работе [6].

Образование СУБР было predetermined тектонической эволюцией всего североуральского сектора Тагильского прогиба и вмещающего бокситовый бассейн Петропавловского поднятия. К этой структуре и приурочена промышленная залежь девонских бокситов СУБР. Бассейн относится к рифтогенным структурам унаследованного типа, формирование которых происходило на фоне орогенного воздымания и растяжения земной коры. Такие бассейны тесно связаны с предшествующей геологической историей, а перерыв, отделяющий осадочную линзу грабена от подстилающих осадков, практически отсутствует. Бокситы СУБР образовались в континентальную стадию развития в условиях тектонического покоя [6].

Северо-Уральский бассейн представляет собой грабен или грабенообразную депрессию, приуроченную к зоне влияния глубинных разломов (Крутоловско-Коноваловского на востоке и Покровского на западе от рудной залежи). Зона разлома состоит из серии параллельных разрывных нарушений (многоступенчатый сброс), вдоль которых и образовался узкий грабен. Грабеновая структура бассейна – результат листрического раскалывания земной коры и проседания отдельных блоков.

Геофизические исследования [1] безусловно подтвердили наличие в осевой зоне прогиба системы продольных глубинных разломов – листритов, представляющих собой зоны концентрации скалывающих напряжений, уходящих глубоко в нижние слои литосферы. С одним из таких разломов – Крутоловско-Коноваловским разломом – надвигом – и связано образование структуры бокситового бассейна – грабена, сформировавшегося в результате обрушения свода Петропавловского поднятия в приразломной области этого листрита. Тектоническая природа бассейна впервые была определена А.В. Пейве как “грабен обрушения” [4]. По морфологии это односторонний грабен или полуграбен, сформировавшийся почти одновременно с седиментацией и вулканизмом. Восточный борт структуры перекрыт надвигом Турьинской зоны на Петропавловскую по разлому.

В конце 60-х годов на территории бассейна Баженовской геофизической экспедицией были проведены детальные комплексные исследования, охватившие Петропавловскую и Турьинскую зоны [3]. Весь бассейн был пересечен несколькими широтными профилями и одним – в меридиональном направлении вдоль бассейна. Для геологического контроля по некоторым профилям были пробурены глубокие структурные скважины.

Исследованиями было установлено, что в строении прогиба четко отмечаются три структурных этажа, сложенных образованиями от кем-

бро-ордовика до девона включительно. Для каждого этажа отмечены характерные особенности строения, многочисленные разрывные нарушения разного возраста (каледонские и герцинские). Для верхнего этажа (карбонатные и терригенные отложения девона) характерны восточные падения поверхностей смещения, по которым отдельные блоки девонских пород надвинуты одни на другие с востока на запад.

Эти блоки детально описаны А.В. Пейве в 1947 г. (Даньшинская и Усть-Вагранская чешуи). Скважины, пробуренные по геолого-геофизическим профилям, подтвердили наличие незначительных (3–5 км) широтных надвигов со стороны Турьинской СФЗ [6]. Принципиально важными оказались особенности строения двух нижних структурных этажей, показавшие, что силуро-девонские осадки накапливались в условиях трога и характеризуются восточным моноклинальным падением в западной части и пологим западным падением в восточной части прогиба. Геофизикой в верхней части разреза выделена синклиальная структура типа наложенной впадины глубиной 1500 м протягивающаяся вдоль всего Приполярного и Северного Урала. На Сосьвинском профиле [5] впадина заполнена осадками верхнего палеозоя и является, очевидно, продолжением системы Северо-Сосьвинских угленосных грабенов.

На более южных профилях также выделяются впадины, заполненные осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями раннего и среднего девона. Впадины отчетливо конформны к подстилающим горизонтам, образующим антиклинальное поднятие.

Таким образом, синклиальный рисунок СУБР отчетливо фиксируется на фоне антиклинальной структуры Петропавловской СФЗ.

Комплексные геофизические исследования, сопровождаемые контрольным бурением структурных скважин, показали, что на территории бассейна, как и в пределах североуральского сегмента прогиба, каки-либо масштабные покровные и надвиговые структуры не установлены. Незначительные надвиги и отдельные пакеты разновозрастных тектонических пластин в северном и приполярном отрезках прогиба связаны с герцинскими и мезозойскими тектоническими подвижками и имеют локальное распространение.

В последнее время весьма любопытными являются попытки интерпретации по геофизическим данным структуры бокситового бассейна и всего североуральского сегмента Тагильского прогиба с позиции масштабных горизонтальных перемещений блоков земной коры. Не приводя достоверных фактических данных [5], утверждается, что рудные поля были подвержены процессам многоэтапного тектонического скупивания с образованием покровных и чешуйчатых структур, включающих чередующиеся залежи полезных ископаемых. На территории бассейна таких структур нет, все бокситовые горизонты разновозрастны, имеют четкую стратиграфическую привязку и в колонне осадков занимают строго определенное положение. За всю историю освоения СУБР нет ни одного упоминания и доказательств тектонического скупивания бокситовых го-

ризонтов, подтвержденных прямыми геологическими данными.

Масштабные горизонтальные передвижения разнородных блоков земной коры влияют на размещение полезных ископаемых. По плитотектонической версии, в аллохтонных блоках должны находиться месторождения, которые были сформированы ранее. Но в результате горизонтальных перемещений они оказались внутри структур складчатого пояса, для которых минерализация такого типа совершенно не характерна. Такое предположение полностью опровергается на примере автохтонных бокситовых залежей Северо-Уральского бокситового бассейна, локализованного внутри Уральского складчатого пояса, которые, на первый взгляд, не свойственны эвгеосинклинальным зонам складчатых поясов.

Многолетние исследования и глубокое бурение на СУБР показали полное отсутствие крупных горизонтальных перемещений блоков земной коры, характерных для аккреционной тектоники. СУБР находится в автохтонном залегании, а рудные поля бассейна лишь незначительно затронуты пострудными сбросами и сбросо-сдвигами, ориентированными вкрест простирания рудной залежи. Все последующие тектонические движения не деформировали линзу отложений бассейна, так как он был сформирован на жестком консолидированном блоке земной коры внутри складчатого пояса.

Итак, какова бы ни была природа бокситового бассейна, его образование -- это результат финального орогенного пароксизма, знаменующего собой максимальное наращивание континентальной земной коры и ее деструкцию с образованием рифтогенной структуры бассейна. Таким образом, попытки интерпретировать становление структуры Тагильского прогиба (включая СУБР), по материалам геофизических наблюдений, но с позиции тектоники плит, противоречат имеющимся геологическим данным.

В целом, на севере Урала каледонский орогенез не вызвал ни складчатых движений, ни отчетливых перерывов, кроме раннедевонского. Он проявился, однако, в заметных палеогеографических изменениях и регрессивных явлениях и обусловил тектонически устойчивое поведение Петропавловской СФЗ, включая Северо-Уральский бокситовый бассейн, и образование комплекса силуро-девонских карбонатных платформ. С позднекаледонскими движениями генетически связано и образование силуро-девонского базальт-трахибазальтового вулканического платформенного комплекса. Последний вместе с раннедевонской карбонатной платформой и формирует консолидированное основание всего североуральского сегмента Тагильского прогиба и территории Северо-Уральского бокситового бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00 05 65092).

Литература

1. *Алейников А.Л. и др.* Некоторые черты строения Тагило-Магнитогорского погружения и динамические условия его формирования по геофизическим данным // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: ИГ УрО АН СССР; ПО Уралгеология, 1991. С. 90–91 (Материалы II Уральск. металлогенич. совещ.).
2. *Берлянд Н.Г., Водоплазская В.П., Ерошевская Р.И. и др.* Палеогеодинамика земной коры Уральской складчатой системы и ее металлогения // Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. С. 119–140.
3. *Гуткин Е.С., Посашев О.В., Рыбалка В.М., Ставриги В.И.* Тектоника Северо-Уральского бокситового бассейна по геофизическим данным // Геотектоника. 1970. № 5. С. 45–55.
4. *Пейве А.В.* Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса: Материалы к познанию геологического строения СССР. М.: МОИП, 1947. 204 с.
5. *Соколов В.Б.* Покровно-надвиговое строение земной коры Урала и его значение для металлогении // Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 102–113.
6. *Шатров В.П.* Геологическая позиция и палеотектонические условия образования бокситов Петропавловской зоны Тагильского среднепалеозойского погружения: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Свердловск, 1975. 29 с.

В.П. Шатров

Институт геологии и геохимии (ИГ и Г) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Тектоническая структура северной части Тагильского прогиба по геологическим и геофизическим данным

Тагильский прогиб на всем протяжении отчетливо разделяется на две структурно-фациальные зоны (СФЗ), линейно вытянутые вдоль границ прогиба и разделенные глубинными разломами.

Западная – Кумбинско-Петропавловская (КП) или просто Петропавловская зона при ширине 40–50 км сложена преимущественно вулканогенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами в возрастном диапазоне от ордовика до раннего девона, моноклинално падающими на восток. На западе этот блок ограничен зоной Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР).

Восточная – Турьинская СФЗ характеризуется развитием вулканогенных и терригенных образований, а карбонатные породы развиты ограниченно. Возраст этих образований – от низов силура до раннего карбона включительно. Падение пород также восточное. Обе зоны различаются по времени завершения своего развития и консолидации земной коры.

Петропавловская зона в результате орогенного воздымания в начале девона превращается в консолидированную блоковую структуру с преобладанием разрывных нарушений сбросового характера. Это известное Петропавловское поднятие, отвечающее по своему положению в складчатом поясе срединному массиву. Самое главное в геологической исто-

рии структуры Петропавловской зоны – то, что уже в раннем девоне территория всей западной половины Тагильского прогиба превратилась в тектонически стабильную зону позднекаледонской консолидации.

Восточная – Турьинская зона завершила свое развитие в раннем карбоне, когда окончательно прекратилась вулканическая деятельность и территория прогиба в условиях орогенного воздымания была приподнята. В результате происходит эрозия, и осадки турне и отчасти визе являются последними в палеозойской колонке прогиба.

Граница между зонами проходит по долгоживущему глубинному листрическому разлому в осевой части прогиба, который в течение палеозоя и раннего мезозоя контролировал процессы осадконакопления, магматизма и тектонической активности. Это Крутоловско-Коноваловский разлом-надвиг, по которому Турьинская зона надвинута на западную Петропавловскую. Граница зон проходит по разрыву с падением на восток под углом 60–65 градусов.

Продольные глубинные разломы – результат процесса рифтогенного растяжения – послужили причиной образования большинства структурных форм прогиба. При растяжении верхней части земной коры в ней образуются разломы, которые раскалывают земную кору на отдельные блоки. В результате вдоль листрических разломов блоки земной коры постепенно наклоняются и образуются моноклинали [2]. Такова и природа палеозойской региональной моноклинали Тагильского прогиба, образование которой связано с глубинными разломами в осевой части прогиба. Здесь и располагается шовная региональная линия, или листрический разлом, разделяющий крупные блоки разновозрастной консолидации и являющийся осью рифтогенного растяжения в палеозое и раннем мезозое.

Геолого-геофизическими исследованиями [1, 3, 5, 6] на Северном Урале были установлены особенности глубинного строения Тагильской структуры. Комплексной геофизикой в осевой части прогиба подтверждено наличие листрических сбросов, выявлены их характер и роль в строении и развитии Тагильского прогиба как структуры рифтогенного растяжения. По данным [1], в пределах прогиба выделяются три группы продольных разломов: вертикальные, наклонные (падающие к оси прогиба) и наклонные (падающие в сторону смежных поднятий). Наклонные разломы представляют собой надвиги и сбросы. Таким образом, геофизические исследования подтвердили наличие в прогибе системы продольных глубинных разломов – листритов, представляющих собой зоны концентрации скалывающих напряжений, уходящих глубоко в нижние слои литосферы. Период активного развития разломов был продолжительным, и все тектонические подвижки носили унаследованный характер.

Данные геофизики подтвердили принципиально важные выводы о структуре и времени заложения прогиба: а именно, что силурийские образования, характеризующиеся восточным моноклиналим падением

горизонтов в западной части и пологим западным падением в восточной части геолого-геофизических профилей, формировались в условиях трога, т.е. в условиях рифтинга. Таким образом, в палеозое Тагильский палеорифт представлял собой структуру листрического расклевывания, в формировании которой главную роль играла система листрических сбросов.

Крутоловско-Коноваловский разлом по классификации Р.Г. Гарецкого относится к типу региональных основных листритов корового заложения и является наиболее ранним и расположенным вблизи оси прогиба. Такими же листритами являются: расположенный к западу от Крутоловско-Коноваловского Покровский разлом, разделяющий (в старом понимании А.В.Пейве) Кумбинскую и Петропавловскую зоны, а восточнее, в Турьинской СФЗ, – Шайтанско-Волчанский и Шумихо-Воронковский разломы [4].

Несколько подробнее о результатах комплексных геофизических исследований и их интерпретации. Не касаясь всего Уральского складчатого пояса, где по геофизическим данным последних лет преобладают покровно-складчатые структуры, остановимся на результатах геолого-геофизических исследований в северной половине Тагильского прогиба. В конце 70-х годов были выполнены геофизические исследования на приполярной части прогиба по широтному Сосьвинскому профилю [5, 6], пересекающему почти весь прогиб. В своей центральной части профиль проходил по одному из буровых профилей Маньтурского участка в южной части Северо-Сосьвинского бассейна, где автором изучались отложения силуро-девона. Таким образом, представилась уникальная возможность сопоставить результаты, геологических и геофизических наблюдений. Например, по геофизическим данным [5] видно, что отложения верхнего вещественно-структурного комплекса (терригенно-сланцевые толщи позднего девона и раннего карбона) по тектоническому нарушению (продолжение Крутоловско-Коноваловского разлома) надвинуты с востока на среднедевонские образования, что хорошо наблюдается в разрезах нескольких скважин описываемого участка [7].

В целом, палеозойский разрез прогиба в приполярной части, как и на Северном Урале, характеризуется не синклиальной, а антиклиальной структурой. С запада на восток выходы пород Платиноносного пояса последовательно сменяются все более молодыми отложениями и весь разрез имеет пологое восточное моноклиальное падение. Это подтверждается геологическими и геофизическими наблюдениями. В приполярной части прогиба по данным геофизики наблюдается уменьшение средней плотности разреза за счет увеличения доли терригенных пород. Действительно, по сравнению с североуральской частью прогиба, на многих участках развития силуро-девона большая часть колонки сложена мощными терригенными комплексами. Некоторые скважины глубиной 500–600 м не вышли из этих пород [7].

Таким образом, общее орогенное воздымание территории северной

половины Тагильской структуры в условиях рифтогенного растяжения в течение значительной части палеозоя частично подтверждается и геофизическими наблюдениями.

Создание орогенной структуры Тагильского прогиба, как и всего Уральского подвижного пояса, не находит объяснения в рамках привычной схемы формирования складчатого пояса, согласно которой происходит сжатие вкрест простирания линейно вытянутого складчатого сооружения – орогена с образованием пологих надвигов, шарьяжей и разнообразных разрывов, взбросов и сдвигов.

Структурные, палеогеографические, седиментологические данные, выдержанная продольная и поперечная зональность Тагильской структуры полностью исключают значительные горизонтальные перемещения блоков земной коры. Процессы тектонического растяжения явно преобладали над процессами сжатия, присущими аккреционной тектонике. Большая база фактических данных глубокого и структурного бурения в пределах Северо-Уральского промышленного полигона, абсолютно однозначные результаты бурения СГ-4 безоговорочно свидетельствуют о нормальном, хорошо стратифицированном и тектонически спокойном вулканогенно-осадочном выполнении Тагильского прогиба.

Развиваемая в последнее время аккреционно-коллизонная модель строения Уральского пояса, базирующаяся в основном на геофизических материалах, бездоказательна. Пока что на Урале известен лишь один Киргишано-Бардымский шарьяж, подтвержденный бурением. Для обоснования модели требуется строгое доказательство перемещений террейнов (блоков), основанное на базе палеомагнитных и палеобиогеографических данных. К сожалению, на Урале, несмотря на полувековую историю палеомагнитных исследований, даже приблизительная модель развятия Уральского складчатого пояса отсутствует.

Известно, что любой результат геофизической интерпретации не может претендовать на однозначное решение. Только лишь в некоторых аспектах геофизическая модель как-то может перекликаться с существующими представлениями о каком-то геологическом процессе или о строении и эволюции определенного участка земной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-65092).

Литература

1. *Алейников А.Л. и др.* Некоторые черты строения Тагило-Магнитогорского погружения и динамические условия его формирования по геофизическим данным // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: ИГ УрО АН СССР, ПО Уралгеология, 1991. С. 90–91 (Материалы II Уральск. Металлоген. совещ.).
2. *Артишков Е.В., Безр М.А.* О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых поясах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 25–52.
3. *Гуткин Е.С., Посашев О.В., Рыбалка В.М., Ставриги В.И.* Тектоника Северо-Уральского бокситового бассейна по геофизическим данным // Геотектоника. 1970. № 5. С. 45–55.

4. *Пейве А.В.* Тектоника Североуральского бокситового бассейна. Материалы к познанию геологического строения СССР. М.: МОИП, 1947. 204с.
5. *Соколов В.Б., Назаров А.И.* Результаты изучения зеленокаменного прогиба по Сосьвинскому профилю комплексом геофизических методов (Северный Урал) // ДАН СССР. 1980. Т. 251, № 4. С. 941–944.
6. *Соколов В.Б.* Покровно-надвиговое строение земной коры Урала и его значение для металлогении // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УРО РАН, 1996. С. 102–113.
7. *Шатров В.П.* Геология среднепалеозойских образований севера восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 46 с.

Б.Н. Шашорин¹, Р.Н. Афанасьева¹, А.Е. Фоменко²

Модель глубинного строения Сарматского кратона по результатам гравиметрического «зондирования» земной коры

В середине 80-х годов в ВИМСе была создана методика глубинного гравиметрического «зондирования» земной коры, суть которой заключалась в разделении наблюденного поля Δg на ряд разночастотных составляющих (карт-гармоник), каждая из которых была освобождена от влияния смежных и привязана к определённому интервалу глубин. Разделение поля осуществлялось набором специальных круговых (Ю. Буланже) и кольцевых (Н. Мусеибов) палеток с переменными радиусами (R_1 и R_2 при отношении R_2 к $R_1 = 3 / 1$), имеющими определённую разрешающую способность на глубину. В зависимости от масштабов исследований глубина «зондируемой» земной коры варьировала: а) до 40–60 км при обработке гравиметрических карт масштаба 1:1 000 000, б) до 10–12 км при обработке гравиметрических карт масштаба 1:200 000, в) до 2–3 км при обработке гравиметрических карт масштаба 1:50 000 (с детализацией приповерхностного слоя).

Замечательной особенностью методики глубинного гравиметрического «зондирования» земной коры, реализованной в настоящее время в ВИМСе в виде компьютерной технологии «Гравискан» [1], является возможность построения вертикальных развёрток наблюденного поля силы тяжести (гравиметрических разрезов), позволяющих оконтуривать в объёме нижних (~ 20–40 км и ниже), средних (~ 10–20 км) и верхних (до 10 км) частей земной коры участки дефицита масс (тах. разуплотнения) и масс с избыточной плотностью. На персональном компьютере,

¹ Всероссийский институт минерального сырья им. Н.Ф. Федоровского (ВИМС) МПР, Москва, Россия.

² ГФУГП «Центральная геологическая экспедиция» РГУ «Геологоразведка» МПР, Москва, Россия.

по специальной программе, это осуществляется путём корреляции разночастотных (разноглубинных) составляющих поля Δg с построением серий гравиметрических разрезов в любом из заданных направлений [1].

Целью настоящих исследований (в рамках доклада) является показ связи разноглубинных составляющих наблюденного поля силы тяжести масштабов 1:1000000 и 1:200000 с геоструктурами Сарматского кратона и возможности их использования при металлогеническом районировании территорий.

Украинский щит (УЩ) и Воронежский кристаллический массив (ВКМ) образуют единый кратон (Сарматский), разделённый Днепровско-Донецким авлакогеном (рис. 1). В центральной части кратона (район гг. Белгород, Курск, Орёл) по данным спектрально-корреляционным анализа гравиметрических полей масштаба 1:1 000 000 и 1:200000 картируется мощный (площадью > 100 тыс. км²) «очаг» разуплотнения, охватывающий всю земную кору и верхнюю мантию с тах дефицита масс в интервале глубин 40–70 км (рис. 1, 2). В верхней коре ему соответствуют: а) рифтогенные структуры позднеархейского заложения, трансформированные в процессе раннепротерозойского тектогенеза в складчато-коллизийные зоны с Fe, Au, Pt и U-редкометальной металлогенией (см. рис. 1, 2), б) гранитоиды стойло-николаевского (2086 ± 15 млн лет [3]), шебекинского (2066 ± 14 млн. лет [3]), атаманского ($2528 \pm 4,9$ млн лет, 1874 ± 13 млн. лет [3]) комплексов и др., рассматриваемые многими исследователями как коллизийные [3], в) интенсивно дислоцированные и гранитизированные породы раннеархейского основания УЩ и ВКМ.

Формирование глубинного «очага» разуплотнения, инициирующего становление раннепротерозойских гранитоидных комплексов и служащего энергетическим источником многих металлов, представляется как результат длительно действующих усилий тангенциального сжатия в основании коры. Суть этого деформационно-теплового эффекта заключалась в возникновении на глубине, в высокобарических зонах пластического течения центров декомпрессии (положительной дилатансии), способных вызывать плавление пород. Подъём расплава вверх до реологической зоны локализованного течения (корней листрических разрывов) осуществлялся за счёт тепломассопереноса и / или зонной плавки. Наиболее мощно эти эффекты проявились в центральной части Сарматского кратона, обусловив формирование такого железорудного гиганта как «Курская магнитная аномалия».

Литература

1. Данковцев Р.Ф. Спектрально-корреляционный анализ гравиметрических данных при локальном прогнозе эндогенных рудных месторождений // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 114–120.
2. Талицкий В.Г. К проблеме «коллизийного» магматизма (тектонофизический аспект) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1999. С. 183–186.

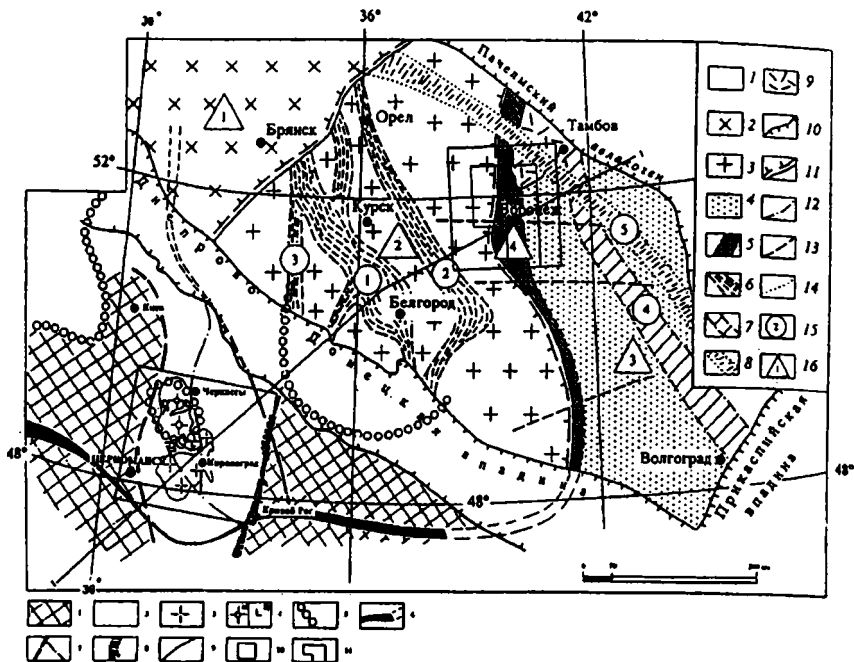


Рис. 1. Геолого-структурная схема Сарматского кратона. Составлена по материалам [3] с дополнениями авторов ВКМ

1 – прогибы рифея и фанерозоя; 2–3 – блоки раннеархейской консолидации; 2 – с «тяжелой» корой; 3 – с мощным гранитным слоем; 4 – раннепротерозойский перикратонный прогиб; 5–6 – PR; складчато-коллизонные зоны; 5 – сутурные, шовные, 6 – внутрикратонные гранит-зеленокаменные пояса; 7–9 – позднепротерозойские рифтогенные структуры; 10–14 – современные границы геоструктур: 10 – авлакогенов, 11 – мегаблоков, 12 – погребённых структур, 13 – внутрикратонных и перикратонных прогибов, 14 – наложенных грабен-синклиналей; 15–16 – названия геоструктур: 15 – цифры в кружках (рифтогенные структуры): 1 – Белгород-Михайловская, 2 – Орловско-Тимская, 3 – Крупецко-Криворожская, 4 – Тамбовско-Волгоградская, 5 – Орловско-Новогольская, 16 – цифры в треугольниках (1–3 – геоблоки): 1 – Брянский, 2 – Курский, 3 – Воронежский, 4 – Ливенско-Богучарская сутурная зона; УЩ: 1 – блоки раннеархейской консолидации; 2–4 – Кировоградский блок: 2 – гранитизированные метасланцевые комплексы (2,4–1,9 млрд лет), 3 – гранитоиды кировоградского комплекса (2,0–1,9 млрд лет); 5 – «очаги» разуплотнения в основании коры (интервал глубин ~ 25–45 км и ниже) по данным обработки гравипотенциального поля масштаба 1 : 1000000; 6 – оси плотных масс в основании коры (древнего рифтинга ?) по тем же данным; 7 – межблоковые и внутриблоковые разломы; 8 – вулканогенно-кремнистые и джеспелитовые образования Криворожско-Кременчугской зоны; 9 – линия регионального гравиметрического разреза; 10 – контуры обработки гравиметрических карт масштаба 1 : 200 000; 11 – Анненская потенциально рудоносная площадь (ВКМ)

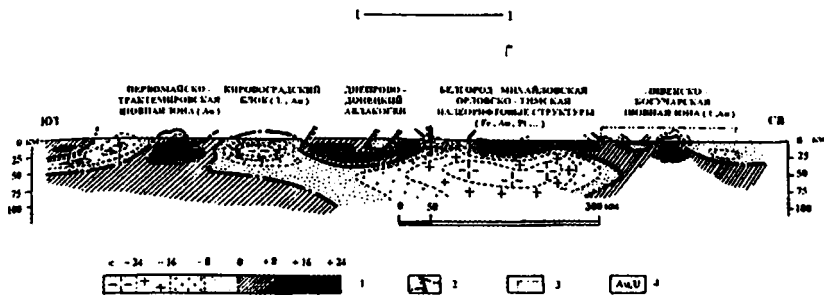


Рис. 2. Гравиметрический разрез по линии 1–1 (см. рис. 1)

1 – шкала интенсивности поля Δg в мГал; крестиками показаны участки дефицита масс (max. разуплотнения), чёрным – центры масс с избыточной плотностью; 2 – линии разрывов (картируются по резкому изгибу и смещению изоаномал поля силы тяжести в разрезе); 3 – контуры обработки гравиметрических карт масштаба 1 : 200000; 4 – ведущий тип оруденения в складчато-коллизийных зонах PR₁

3. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–30.

О.Г. Шеремет

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН (ИЛПРАН),
Москва, Россия*

Численное и аналитическое моделирование грави-магнитных полей для изучения глубинных структур коры и перспектив нефтегазоносности

В основу указанного моделирования положены расчеты трансформанты гравитационного (Δg) и магнитного (ΔT_a) полей, называемой D -функцией, от простых моделей геологических сред, фрагментарно описывающих реальные структуры земной коры. Методика исследований позволяет выделить такие структуры, которые практически нельзя выявить по отдельно взятым гравитационному и магнитному полям. Суть ее состоит в расчете D -функции в точках задания рассматриваемых полей на нулевом уровне наблюдений и на нескольких уровнях верхнего полупространства, распознавании типов простых физических моделей, детерминированно описывающих реальные структуры. При этом дается оценка некоторых параметров этих моделей как по расчетным данным,

так и по исходным полям, учитывая все имеющиеся геолого-геофизические данные. Для большинства моделей выполнены аналитические расчеты D -функции (прямая задача) и простые оценки их некоторых параметров (обратная задача) по особым точкам, в которых трансформанта достигает экстремумов на уровнях верхнего полупространства. В общем случае D -функция определяется как модуль вектора, параметры которого находятся из системы уравнений, связывающих производные гравитационного и магнитного потенциалов. Он формально совпадает с известным соотношением Пуассона [1].

Из приведенного определения следует, что для однородной модели, имеющей постоянное отношение избыточной плотности к избыточной намагниченности, трансформанта также будет постоянной величиной и, с точностью до линейного множителя, равна этому отношению. Отсюда легко находится применение рассматриваемой аналитической модели для районирования грави-магнитных полей. Геологическое истолкование такого районирования состоит в том, что в структуре земной коры выделяются однородные зоны, в пределах которых D -функция с заданной точностью близка к постоянной величине, и неоднородные, где она изменяет свои значения от точки к точке расчётов. Естественно, что неоднородных зон больше, чем однородных, но при расчётах этой функции на уровнях верхней полуплоскости количество первых сокращается за счёт исчезновения высокочастотных составляющих исходных полей [3].

Для неоднородных сред первая модель является аналитической и представляет собой случай двух бесконечных горизонтальных цилиндров, один из которых имеет линейную избыточную ненулевую плотность и линейную избыточную нулевую намагниченность, а другой – наоборот. Далее в тексте для краткости слова „линейная избыточная“ опускаются. Вторая модель для неоднородных сред является более универсальной и более сложной. Она состоит из двух таких же тел, что и в первой модели, но обладающих ненулевыми плотностью и намагниченностью. Решения уравнения для этой модели, обращающие знаменатель в ноль, определяют особые точки D -функции, а решения, обращающие в ноль числитель, определяют её нулевые точки. Третья модель представляет собой полуплоскость (пласт малой мощности) и цилиндр. Пласт расположен под осью цилиндра на некотором расстоянии от неё. Первое следствие, вытекающее из этой модели, состоит в том, что особая точка, то есть максимум D -функции, будет находиться на некотором расстоянии от оси верхнего цилиндра, а второе – в том, что нулевая точка, то есть минимум D -функции, будет находиться на некоторой высоте от менее магнитного цилиндра.

Четвертая модель состоит из двух материальных плоскостей и контакта двух слоёв конечной мощности. Показано, что максимум трансформанты будет над менее плотным пластом близ их границы, а минимум – над менее магнитным пластом. В случае наклонного контакта двух слоёв конечной мощности характер изолиний D -функции будет

симметричен относительно продолжения линии контакта в верхнюю полуплоскость. Отсюда следует „структурность“ трансформанты, состоящая в том, что при повороте вертикального разреза D -функции вокруг горизонтальной оси на 180° её изолинии будут конформны структурам земной коры. Пятая модель геологической среды является численной и представляет собой зону разломов, разделяющую два однородных блока пород фундамента, создающих гравитационные и магнитные аномалии. Над зоной разломов, например, в осадочном чехле, расположена структура с положительной избыточной плотностью. Такая модель распознается трансформантой на нулевом уровне локальным минимумом на фоне более интенсивного максимума близ внутренних границ блоков.

Резюмируя результаты моделирования грави-магнитных полей с помощью их трансформанты, качественно опишем её распознающие свойства. Участки с постоянными значениями трансформанты выделяют в разрезе земной коры однородные среды, в пределах которых она равна, с точностью до постоянного множителя, отношению избыточной плотности к избыточной намагничённости пород (однородная модель). Отклонение от постоянной величины на сто и более процентов в значениях анализируемой функции указывает на наличие в разрезе неоднородных сред, описываемых моделями типа 1–5. В этом случае, если в расчётных значениях D -функции на нулевом уровне или уровне приведения наблюдается минимум (максимум), постепенно затухающий на больших высотах расчёта так, что её изолинии в вертикальном разрезе заканчиваются на этом уровне, образуя конформные дуги, то в верхних частях разреза выделяются структуры, имеющие либо положительную (отрицательную) избыточную плотность, либо отрицательную (положительную) избыточную намагничённость. При этом, на отмеченных участках аномальных значений D -функции должен выделяться, соответственно, локальный минимум (максимум) Δg на региональном фоне кривой ΔT_a , либо локальный минимум (максимум) в ΔT_a на региональном фоне кривой Δg (первая модель).

Когда в вертикальном разрезе изолиний D -функции наблюдается концентрический максимум на уровне четырёх – шести единиц длины шага задания исходных полей Δx , это указывает на наличие глубинной разломной зоны, уходящей своими корнями на 12–18 единиц Δx . Выделенная зона, как правило, представляет собой субвертикальный, разуплотнённый блок земной коры и верхней мантии, горизонтальные размеры которого много меньше вертикальных. В верхних частях разреза она характеризуется уменьшением мощности осадочного чехла или увеличением плотности, сопровождаемых локальным максимумом на кривой Δg . Если центр концентрического максимума трансформанты расположен не выше четырёх единиц Δx , то разуплотнённая часть разломной зоны, как правило, находится в пределах земной коры согласно описанию второй и третьей модели.

Когда в вертикальном разрезе изолиний D -функции наблюдается

концентрический минимум с центром на уровне верхней полуплоскости не более 4–6 единиц Δx , это свидетельствует либо о наличии субвертикального разлома, разделяющего приподнятый и менее магнитный блок коры от смежного блока с противоположными свойствами, либо о присутствии в нижней части разреза менее магнитного блока по сравнению с верхним. В обоих вариантах глубины нижних ограничений неоднородных сред не превышают, как правило, 5–10 единиц Δx , а в первом варианте наклон разлома будет симметричен наклону оси симметрии аномальной части минимума функции относительно горизонтальной оси, согласно описаниям моделей 2–4. Наличие концентрического или незамкнутого минимума D -функции с центром на уровне верхней полуплоскости, превышающего 6 единиц Δx , характеризует существование приподнятого блока земной коры, связанного с уменьшением глубины залегания границы, расположенной на глубинах 15–20 единиц Δx , например поверхность Мохоровичича (М). При этом в центральной части поднятия будет находиться глубинная разломная зона, расположенная под эпицентром минимума трансформанты.

В результате проведенных исследований тектоники Северного и Среднего Каспия и прилегающих регионов на мелкомасштабном уровне выделены участки земной коры, приуроченные к различным структурно-тектоническим элементам разновозрастных платформ. В частности, уточнено положение южной границы Восточно-Европейской платформы, восточное продолжение которой было впервые прослежено А.Л.Яншиным и др. [2]. Установлено, что Скифская плита отделена от Туранской шовной зоной, фиксирующей положение глубинного разлома на границе двух плит. В раннепалеозойском фундаменте Скифской плиты выделены грабен осевой зоны и крылья Донецко-Каспийской складчатой системы, а также определены положения верхнепалеозойских прогибов, заполненных вулканогенно-обломочными толщами на бортах Ростовско-Кочубеевской зоны и на склонах Среднекаспийского массива.

В пределах Устюртской плиты выделена единственная линейная зона Бузачи-Байчагырского глубинного разлома широтного простирания, детализированная на среднемасштабном уровне в связи с контролированием этой зоной важных нефтегазоносных структур. Выявлены глубинные структуры п-ова Бузачи и Центрально-Мангышлакского рифта, также определяющие тектонику и нефтегазоносность исследуемых областей. В частности, более высоко оценена нефтегазоносность той части п-ова Бузачи, которая отделена разломами субширотного и субмеридионального простираний. Возможно, что эта часть полуострова имеет докембрийский фундамент, характерный для Прикаспийской части Восточно-Европейской платформы.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 00-05-64130).

Литература

1. Федынский В.В. Разведочная геофизика. М.: Недра, 1967. 670 с.
2. Яншин А.Л. и др. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря. // Бюлл. МОИП. 1961. Т. 36, № 4. С. 37-49.
3. Sheremet O.G. Digital processing of the gravitational-magnetic and remote sensing data for recognition of local petroleum-promising structures. // *Matematické metody v geologii*. Praha: Hornická příbram ve vede a technice, 1995. № MB. P. 1-8.

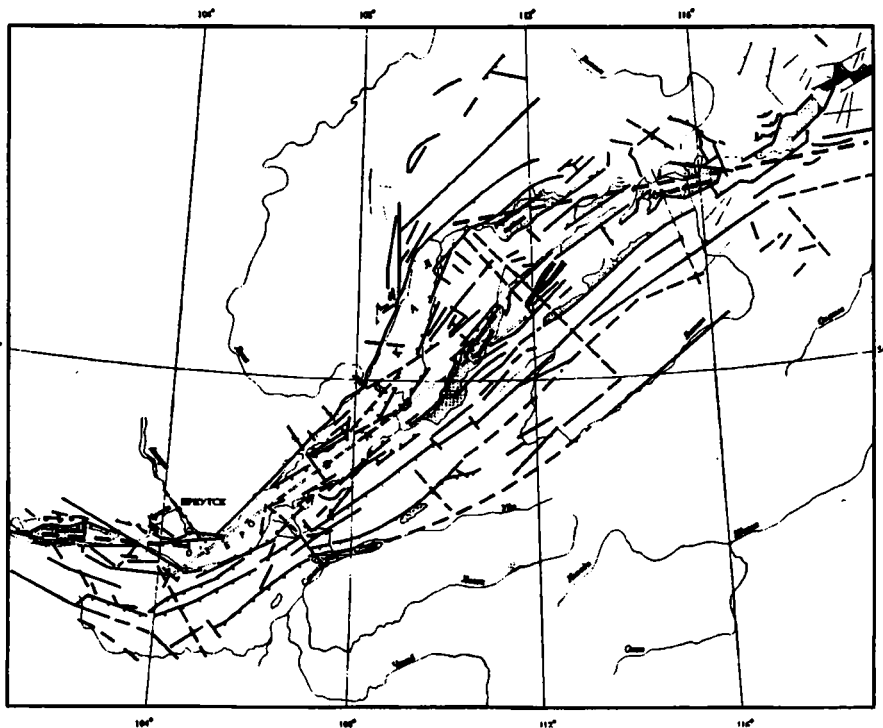
С.И. Шерман, В.М. Демьянович, С.В. Лысак

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

Разломная тектоника Байкальской рифтовой зоны и современная деструкция ее литосферы по сейсмологическим данным

Хорошо изученная разломная тектоника и более чем 40-летние инструментальные сейсмические наблюдения в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) дают возможность провести анализ пространственно-временных вариаций эпицентров землетрясений по отношению к «консервативной» в пределах обозначенного времени системе основных разломов (рис. 1). Считается, что сейсмичность БРЗ контролируется совокупностью разломов различных иерархических уровней, вовлеченных в активизацию, причем в разной степени. Детальное сопоставление пространственного распределения эпицентров землетрясений и разломной тектоники не дает удовлетворительных результатов, хотя твердо подтверждается связь между областями разломной и сейсмической деструкции литосферы [1]. По-прежнему острым остается вопрос о конкретной пространственной связи эпицентров очагов землетрясений с определенными разломами или более общей современной геотектонической деструктивной структурой, контролирующей сейсмический процесс в БРЗ.

С целью установления зоны современной деструкции литосферы БРЗ и ее сопоставления с разломной тектоникой была проведена математическая обработка более 30 000 данных по эпицентрии землетрясений БРЗ с 8-го по 17-й энергетические классы за 1961–1999 гг. Были оценены плотности эпицентров на единицу площади по сетке, соответствующей прямоугольнику $0,2^\circ \times 0,3^\circ$, примерно 22×33 км. Шаг скользящего окна соответствовал его размеру. Была определена средняя плотность эпицентров по площадям скользящего окна. На базе этих данных составлена карта средней плотности эпицентров в БРЗ за 40-летний период наблюдений (рис. 2). Первая изолиния, ограничивающая эпицентрально-поле, проведена по значению средней плотности 15 и охватывает площади, на которых значения плотности эпицентров выше фоновых.



УСЛОВНЫЕ
ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | |
|--|---|
| | 1 |
| | 2 |
| | 3 |
| | 4 |
| | 5 |
| | 6 |
| | 7 |
| | 8 |
| | 9 |

Рис. 1. Карта основных разломов Байкальской рифтовой зоны. Составил С.И. Шерман. Использованы материалы С.И. Шермана, К.Г. Леви, В.А. Санькова, А.С. Гладкова и др., «Карта разломов юга Восточной Сибири» (1982), геофизические и сейсмологические данные.

1 – трансформные разломы; 2 – генеральные и региональные разломы преимущественно мезозойско-кайнозойской активизации; 3 – осевая линия зоны современной деструкции литосферы по сейсмологическим данным; 4 – сбросы; 5 – взбросы; 6 – надвиги; 7 – сдвиги; 8 – знак подвижки не установлен; 9 – впадины байкальского типа

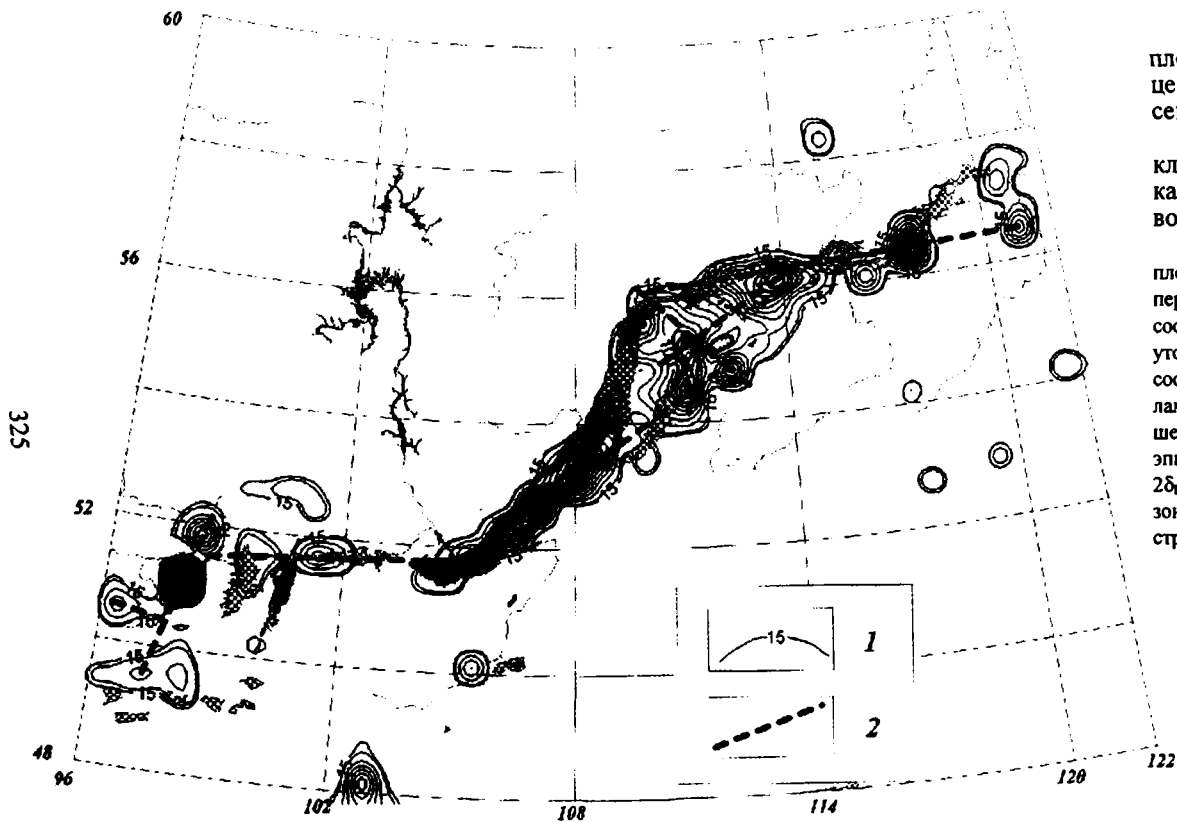


Рис. 2. Карта плотности эпицентров землетрясений 8-го-17-го энергетических классов в Байкальской рифтовой зоне

1 — изолинии плотности с шагом 20: первая изолиния 15 соответствует фону, утолщенные изолинии соответствуют ареалам, у которых повышенная плотность эпицентров превышает 20; 2 — осевая линия зоны современной деформации литосферы

Определена среднеквадратическая ошибка средней плотности эпицентров δ_D . За стабильные пространственно-временные ареалы концентрации эпицентров землетрясений были приняты значения плотностей превышающие $2\delta_D$ (см. рис. 2). Изолинии с высокой надежностью оконтуривают площади постоянных в пространстве многолетних ареалов с интенсивной концентрацией эпицентров. Ареалы объединяются в непрерывную, изменяющуюся по направлению зону постоянно повышенной сейсмической активности – зону современной деструкции литосферы [2, 3]. Она состоит из трех структурных направлений: двух субширотных на флангах и северо-восточного в центральной части БРЗ. В целом, статистически обеспеченное современное поле эпицентров БРЗ образует ломанную S-образную линейно-вытянутую современную деструктивную зону северо-восточного простираения. Зона сужена на своих флангах и существенно расширена в области перехода от центральной части к северо-восточному фрагменту БРЗ. На флангах БРЗ выделенная зона совпадает с трансформными разломами [4]. К выделяемой современной деструктивной зоне литосферы приурочены наибольшие глубины (20–25 км) очагов землетрясений, установленные по результатам исследований последних лет [5]. К ней же тяготеет большинство термальных источников и тепловых аномалий, а также все известные по инструментальным данным наиболее сильные сейсмические события.

Полученная нами картина устойчивого расположения ареалов сейсмической активности дает основание для выделения в БРЗ активно развивающейся в настоящее время деструктивной зоны литосферы. Ее формирование и область ее динамического влияния определяют современную сейсмическую активность БРЗ. Подтверждается сделанный ранее В.В. Ружичем [6] более широкий вывод о том, что развитие всей БРЗ можно рассматривать как формирование крупномасштабного деструктивного элемента литосферы. Генеральные и региональные разломы этой территории (см. рис. 1) отражают структуру верхней части литосферы и определяют сугубо локальные вариации пространственно-временного распределения эпицентрального поля землетрясений. Разломообразование и сейсмичность являются многоуровневыми синергическими процессами деструкции литосферы. Оценивать взаимосвязи между разломной тектоникой и сейсмичностью надо на сопоставимых уровнях деструкции литосферы: редкие сильные события отражают этапы развития всей деструктивной зоны, слабые – ее отдельные фрагменты. Выполненные более детальные исследования по флангам и центральной части БРЗ подтверждают многоуровневую организацию деструктивного процесса в БРЗ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 01-05-64485, 01-05-97226, 00-05-64140 и 00-15-98574) и интеграционного проекта ИГ СО-77.

Литература

1. *Sherman S.I., Gladkov A.S.* Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // *Tectonophysics*. 1999. Vol. 308. P. 133–142.
2. *Шерман С.И.* Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность // *Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов*. М.: РАН; МТК, 1996. С. 157–158.
3. *Шерман С.И.* Сейсмический процесс как отражение современной деструкции литосферы // *Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий* Мат. межд. геофиз. конф. Новосибирск: СО РАН, ОИГГиМ, 2000. С. 236–241.
4. *Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // *Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон*. М.: Наука, 1978. С. 7–18.
5. *Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж.* Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // *Геология и геофизика*. 2000. Т. 41, №5. С. 629–636.
6. *Ружич В.В.* Сейсотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: СО РАН, 1997. 144 с.

Э.В. Шипилов

Федеральное государственное унитарное предприятие “Научно-исследовательский институт морской геофизики” (ФГУП “НИИМоргеофизика”), Мурманск, Россия

Геодинамика генераций позднемезозойско-кайнозойского океанообразования Арктики в свете геолого-геофизических данных о строении ее континентальных окраин: новые идеи

Первая генерация молодого океанообразования в Арктике связана с заложением Канадской впадины и становлением Американо-Североамериканского суббассейна. Известен целый ряд гипотез, с той или иной степенью обоснованности, объясняющих образование этой части Полярного океана. Представляется, что сравнительно подтвержденной геолого-геофизическими и структурно-тектоническими данными, а также геодинамическим моделированием, является ротационный механизм генезиса [8]. Реконструкция сценария развития по этой модели позволяет отметить следующие основные его эпизоды и особенности.

Начальная фаза тектонической активизации связывается с “неудавшейся” (или незавершенной) фазой рифтогенеза в начале средней юры (аален-бат-титон) и характеризуется развитием расширенных полуграбенов вдоль арктической окраины Аляски, и возможно, Восточно-Сибирской окраины.

Вторая (состоявшаяся) фаза рифтогенеза, переросшая в спрединг, устанавливается во временном диапазоне от готерива-баррема-раннего апта до раннего сеномана. В этот период Канадский Арктический архипелаг, отделившись от Аляски и Чукотки начал от них удаляться, испыты-

вая вращение относительно точки, расположенной в районе дельты Маккензи. При этом вдоль Баренцево-Карской палеоокраины, с входящим в ее состав блоком хребта Ломоносова, получил развитие трансформный разлом с левосторонней кинематикой. Угол раскрытия, возникшей в результате ротационных горизонтальных движений океанической впадины треугольной конфигурации, составил около 66° [9].

Осевая зона предполагаемого срединно-океанического хребта располагалась по центру океанического бассейна и второй ее фланг, судя по всему, находился вблизи от блока Земли Франца-Иосифа, воздействуя на Баренцево-Карскую палеоокраину через трансформную зону.

В связи с отмеченным, обе фазы рифтогенной активизации достаточно отчетливо запечатлены эпизодами базальтоидного магматизма. Сначала это происходит в районе Лудловской седловины Восточно-Баренцевской троговой системы (возраст вскрытых скважиной базальтов по K-Ar – 159–131 млн лет: средняя юра–ранний мел) и, вероятно, севернее. При этом, если в раннеюрское время в Восточно-Баренцевском бассейне существовали обстановки мелководно-морского осадконакопления, то уже в средней юре начинают проявляться трансгрессивные условия осадконакопления, а для позднеюрского времени характерно преобладание относительно глубоководных (депрессивных) фации. В результате создаются специфические условия для осадконакопления богатых органикой кремнисто-глинистых маломощных отложений в бескислородной среде – “баженитов”, возраст кровли которых колеблется от верхов берриаса до готерива.

Затем, когда начали реализовываться ротационные движения вдоль окраинно-континентальной трансформы, базальтоидный магматизм охватил Землю Франца-Иосифа и оконтуривающие его грабены (готеривальб-сеноман), восточные острова Свальбарда и его шельф, Свердрупский бассейн (с рифтингом в раннем мелу).

Представляется, что разломно-деструктивное продолжение осевой зоны спрединга Американо-Азиатского суббассейна на этом этапе своего развития расколело блок протохребта Ломоносова в центральной части, обусловив тем самым его морфологическую изменчивость, что отразилось в дальнейшем и на конфигурации Евразийского суббассейна. Можно полагать, что по простиранию деструктивная зона была связана с рифтами бассейнов Нордкапского, Хаммерфест, Медвежинского, устремившись навстречу раскрывающейся Северной Атлантике (где начало спрединга датируется альбом-сеноманом).

Следует заметить, что на раннем этапе с трансформной зоной разломов, заложенной вдоль внешнего склона протохребта Ломоносова, видимо, связано не только образование впадины Макарова (как показывают сейсмические работы, уже существовавшей до отделения хребта от Баренцево-Карской палеоокраины [10]), но и лежавшей на ее продолжении сдвиговой сутуры Анжуйско-Новосибирского рифтогенного прогиба и, не исключено, Южно-Анхойской. С заключительным отрезком рас-

крытия Канадской впадины синхронизируются основные орогенические события на шельфе Восточно-Арктических морей и в Южно-Аннуйской зоне [1].

Вторая генерация океанообразования (поздний мел – кайнозой) обусловлена расхождением Евразийской и Северо-Американской литосферных плит с отделением Гренландии и полосы (сегмента) континентальной коры поднятия Ломоносова от Евразии, в результате чего образовались Норвежско-Гренландский и Евразийский бассейны и оформились границы Баренцево-Карской и Лаптевоморской окраин.

Особая роль в геодинамическом воздействии на окраины и создании архитектуры глубоководной области Северного Ледовитого океана принадлежит Центрально-Арктическому ансамблю литосферных структур (хребты Ломоносова и Менделеева-Альфа, впадина Макарова). В процессе перемещения, по ограничивающим эту группировку элементов трансформным зонам разломов (Шпицбергенско-Северогренландской и Хатангско-Ломоносовской [7]), рассматриваемые структуры оказывали все возрастающее транспрессивное воздействие на окраины вдоль трансформных сместителей, что естественным образом замедлило спрединг в Евразийском бассейне. В этой связи в зоне влияния Хатангско-Ломоносовской трансформы севернее Новосибирского архипелага, вероятно, могли возникнуть складчато-надвиговые сооружения, подобные Западно-Шпицбергенскому и Эуреканскому поясам.

Хребет Ломоносова в ходе миграции (как и структуры к северу от него) испытывал сжатие и деформации вдоль длинной оси, вызванные непараллельностью трендов отмеченных зон палеотрансформных сместителей. Обращает на себя внимание тот факт, что современная длина хребта Ломоносова (около 1700 км) значительно уступает по протяженности окраине (около 2200 км), от которой он оторвался. Это дает основание для вывода о том, что хребет во время дрейфа, в условиях двустороннего продольного сжатия, изменял свою конфигурацию (особенно очевидны коленообразные изгибы именно центральной его части, о причинах которых говорилось выше), что в какой-то степени сократило его размеры по простиранию. Однако представляется, что по мере дальнейшего продвижения продольное давление усиливалось, хребет подвергался короблению и изломам, а фрагменты его южной оконечности отделились и, отстав, вследствие возрастающего сопротивления движению, расположились у подножия Лаптевоморской окраины вдоль Хатангско-Ломоносовской “барьерной” трансформной зоны (рис.). По сейсмическим данным здесь зафиксированы выступы фундамента, перекрытые толщей кайнозойских отложений [3, 4].

Одновременно и в целом ансамбль Центрально-Арктических структур испытывал не только напряжения продольного сжатия (с возможным короблением и “расщеплением”), но и последствия, так называемого “бульдозерного” эффекта, в ходе перемещения от Баренцево-Карской окраины в сторону Канадской впадины. В совокупности эти обстановки

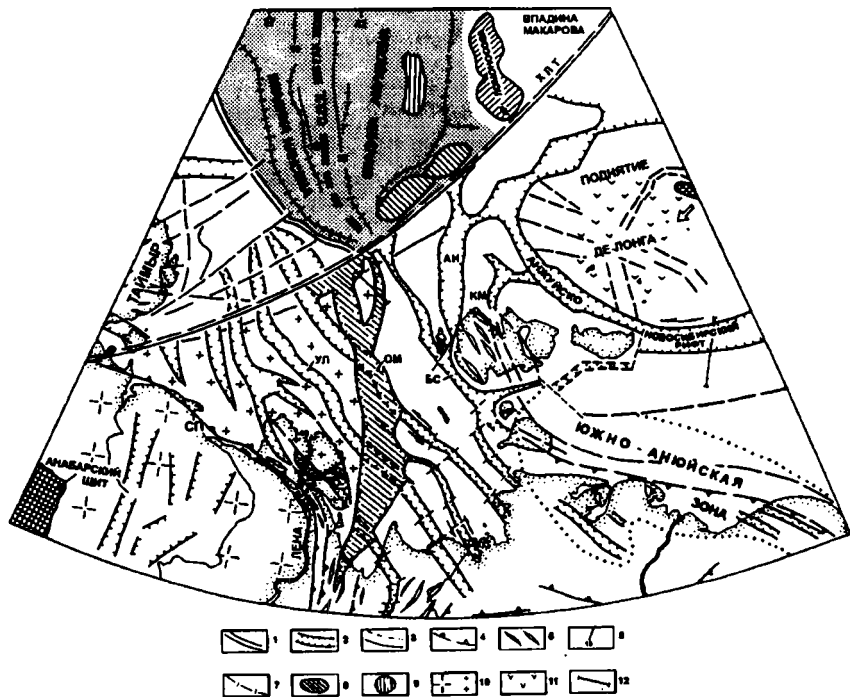


Схема взаимоотношений основных тектонических элементов Центрально-Арктической окраины Евразии (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское) и Евразийского океанического бассейна.

1 – окраинно-континентальное ограничение, 2 – грабены и рифты, 3 – разломы и нарушения, 4 – надвиги и взбросы, 5 – складчатые структуры, 6 – номерные магнитные аномалии, 7 – осевые зоны прогибов (депоцентры) в Евразийском бассейне, 8 – оторванные блоки (?) хребта Ломоносова, 9 – положительная магнитная аномалия, связанная с поднятием в рельефе дна, 10 – континентальная и шельфовая части Сибирской платформы, 11 – базальты поднятия Де-Лонга, 12 – положение сейсмического разреза.

Буквенные обозначения: УЛ – Усть-Ленский, ОМ – Омолойский, БС – Бельковского-Святоносский, АН – Анисинский рифты; КМ – Котельнический массив; с.о.х. Гакк. – срединно-океанический хребт Гаккеля, ХТЛ – Хатангско-Ломоносовская зона трансформного разлома.

регионального сжатия могли достаточно серьезно изменить первоначальный облик рассматриваемых тектонических элементов, учитывая возможность проявления здесь к тому же механизма синкомпрессионного вдавливания с тектоническим погружением (бассейн Макарова) и положительным изгибом литосферы соседних сооружений в условиях чередования неоднородных типов коры.

Раскрытие Евразийского бассейна привело к возникновению многочисленных структур растяжения земной коры Лаптевоморской окраины

[2–7] (рис.). Выделяются две системы грабенов: доминирующая – северо-западного простирания (субсогласная простиранию Баренцево-Карской окраинно-континентальной флексурно-сбросовой зоне) и субмеридиональная, развернутая под углом 30–40° по отношению к первой. При таком соотношении структуры Омолойского и Анисинского рифтов выглядят как явно наложенные (возобновленно-наложенные) на доминирующий фон более древней зональности северо-западной ориентировки. Отмеченное свидетельствует о том, что по мере расширения Евразийской впадины, структурно-тектонические планы позднекайнозойских комплексов моря Лаптевых, реагируя, разворачивались по часовой стрелке относительно позднемелового–раннекайнозойского рисунка. Сейсмические работы указывают на то, что максимальные мощности позднекайнозойских отложений локализованы над структурой Омолойского рифта, фиксируя его активизацию в данный период.

Геолого-физические материалы дают основание для вывода о том, что западная область Лаптевского шельфа базируется на морском (перикратонном) блоке Сибирской платформы, а восточная – характеризуется продолжением с суши мезозой Верхоянья и поздних киммерид Ново-Сибирско-Чукотского пояса. Пограничной структурой между этими областями является тектонический шов, к которому, как к ослабленной зоне, адаптировался режим образования Омолойского рифта.

Современное положение южного хребта Гаккеля, как видно из приведенной схемы (рис.), довольно определенно локализовано вблизи срезу Хатангско-Ломоносовской трансформой окончаний Омолойского и Бельковско-Святоносского рифтов и ограничено узким пространством коридора Евразийской впадины между континентальными блоками Таймыра и отставшими обломками хребта Ломоносова.

Отмеченное позволяет предполагать, что дивергентные границы литосферных плит характеризовались нестабильностью позиции и конфигурации при попытках замыкания глобальной системы срединно-океанических хребтов в условиях преодоления последними “барьерных” трансформных зон.

Литература

1. Богданов Н.А. Проблема раздела Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в восточной Арктике // Геотектоника. 1998. №2. С. 4-16.
2. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шитлов Э.В. Система кайнозойских рифтов Восточной Арктики и ее возможное значение // Докл. АН. 1995. Т.345. №1. С. 84-86.
3. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М 1:2500000. Под ред. Н.А.Богданова, В.Е.Хаина. М.: Федеральная служба геодезии и картографии РФ. 1998.
4. Шитлов Э.В. О влиянии процессов молодого океанообразования на становление континентальных окраин Арктики // Седиментологические процессы и эволюции морских экосистем. Апатиты: КНЦ РАН, 2001. С. 75-90.
5. Шитлов Э.В. О грабен-рифтовой системе Чукотского моря // Известия АН СССР. Сер.геол. 1989. №10. С. 96-107.
6. Шитлов Э.В., Сенин Б.В., Юнов А.Ю. Осадочный чехол и фундамент Чукотского моря // Геотектоника. 1989. №5. С. 99-109.

7. Шпилов Э.В., Шкарубо С.И. Тектоника и геодинамика областей молодого океанообразования // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.:ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 281-284.
8. Embry A.F. Geological and geophysical evidence in support of the hypothesis of anticlockwise rotation of northern Alaska // Marine geology. 1990. №93. P. 317-329.
9. Lane L.S. A new plate kinematic model of Canada Basin evolution // Proceeding Intern. Conference on Arctic Margins. IMMS. Anconage. Alaska. 1992. P. 283-288.
10. Jokat W., Venzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T. Lomonosov Ridge – a double-sided continental margin // Geology. 1992. V. 20. P.887-890.

Э.В. Шпилов

Федеральное государственное унитарное предприятие "Научно-исследовательский институт морской геофизики" (ФГУП "НИИМоргеофизика"), Мурманск, Россия.

Эпохи рифтогенеза в эволюции Западно-Арктической континентальной окраины Евразии и ее осадочных бассейнов (по результатам геолого-геофизических исследований)

Различные реконструкции показывают, что регион Западно-Арктической континентальной окраины с прилегающими к ней областями на протяжении всего фанерозоя оказывался и сохранял позиции на рубежах активнейших тектонических преобразований и геодинамических перестроек литосферы. Эта окраина характеризуется разнообразным набором геоструктур [2], но определяющими элементами ее строения являются многочисленные депрессионные области гетерогенного фундамента с соответствующими осадочными бассейнами (рис.). Активизация разномасштабных эндогенных процессов (мантийного диапиризма) сопровождалась развитием все более разрастающихся по площади прогибов и впадин и их углублением. Континентальные массы, в том числе и коллизионные пояса, высокого стояния на протяжении всего фанерозоя и даже с более ранних времен, подвергаясь эрозии и денудации, с попеременной активностью сгружали огромные объемы материала в прилегающие депрессии. Сформированные в результате этого осадочные бассейны, помимо значительных площадей и амплитуд прогибания, отличаются аномальными мощностями комплексов выполнения, полнотой их стратиграфического диапазона и литологической представительности разреза.

Одним из важнейших диагностических признаков, позволяющих судить о характере и этапности в эволюции региона, является базальтоидный или основной магматизм, проявления которого закартированы геологическими и геофизическими методами в различных стратиграфических подразделениях [3]. В пределах Баренцева и Карского морей, а также прилегающих районов суши, развитие магматической деятельности отражает главные эпохи рифтогенеза и в целом для региона дает основание говорить о периодичности проявления указанных процессов.

ского и Варангерского полуостровов, Тимано-Печорская плита, Новоземельский архипелаг). К этому времени относится образование Беломорского (Кандалакшского) грабена, а также авлакогенов Мезенской синеклизы, Тиманского, Печорских, Зимнегорского и, весьма вероятно, Карской плиты.

Следующий из ареалов базитового магматизма, получил широкое и достаточно отчетливое распространение на южном обрамлении Южно-Баренцевской впадины в пределах Кольского полуострова, где с юго-запада на северо-восток отмечается омоложение возраста щелочных массивов от средне- до позднепалеозойского [4].

Позднедевонский эпизод рифтогенеза, отчасти продолжавшийся и карбоне, создал разветвленную и протяженную систему рифтов и грабенов северо-западных и северо-восточных простираний, охватывавших практически всю площадь Западно-Арктической платформы. Базальтоиды этого возраста помимо Кольского полуострова, отмечаются в Печорском бассейне с его морским продолжением, на Новой Земле. Признаки магматизма в каменноугольное время отмечаются на Шпицбергене. Эти события синхронны этапам растяжения и грабенообразования на Норвежском шельфе, в Северном море, Южной Англии и Свердрупском бассейне.

Наиболее значительный ареал базальтоидных образований выявлен в верхнепермско-триасовых терригенных отложениях бассейнов восточной части Баренцева и юга Карского морей. Его проявления известны на Шпицбергене, Таймыре, в пределах Печорской плиты и Западной Сибири. В это время рассматриваемый регион испытал мощную вспышку рифтогенеза с сопутствующим магматизмом, тектоно-термальной переработкой консолидированной коры и интенсивными вертикальными горизонтальными движениями. С этого переломного, для геологической истории, рубежа – стабилизированный платформенный режим приобретает явные черты подвижности, а структура Восточно-Баренцевского мегапрогиба, вследствие неоднократного проявления рифтогенных процессов, становится исключительно чувствительной к тектонической активизации в соседних областях. Процессы растяжения в конце палеозоя и начале мезозоя в Восточно-Баренцевской и Южно-Карской рифтовых системах с течением времени обеспечили раннекиммерийские напряжения сжатия в полосе структур, заключенных между ними, с образованием Новоземельского складчато-надвигового пояса.

В позднеюрское время завершается обособление Южно-Баренцевского бассейна за счет формирования Лудловской перемычки. В пределах последней, а также южнее и на севере мегапрогиба, проявился основной магматизм позднеюрско-раннемелового возраста, указывающий на рифтогенный режим развития. Одновозрастные и близкие по составу трапповые образования распространены в районах архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген. Позднеюрско-меловая тектоно-магматическая активизация Баренцево-Карского региона наиболее определено

сопоставляется с одним из начальных, предшествующих образованию Канадского бассейна, эпизодов истории Арктического океана. С образованием Канадской котловины завершаются отдельные и последние проявления основного магматизма на Земле Франца-Иосифа и рифтинг в Свердрупском бассейне Канады.

Кайнозойский ареал основного магматизма сосредоточен преимущественно в приокеанических областях Западно-Арктической континентальной окраины и обусловлен процессами второй генерации молодых океанических структур – Евразийского и Норвежско-Гренландского бассейнов.

Изложенное и известные определения абсолютного возраста позволяют конкретизировать интервалы главных эпох рифтогенной магматической деятельности, которые связываются с силуром – ранним девоном (434–400 млн лет), поздним девоном – ранним карбоном (360–330 млн лет), поздней пермью – ранним триасом (257–228 млн лет), поздней юрой – мелом (159–131 млн лет), палеогеном (60–25 млн лет) и кватером.

Из этого следует, что средняя продолжительность этапов базальтоидного магматизма (без учета четвертичного проявления) составляет около 30 млн лет. Почти идентичную оценку общей продолжительности рифтогенной активизации для типичных случаев – 20–35 млн лет – приводит Ю.Г.Леонов [1]. Они разделяются амагматичными периодами длительностью около 70 млн лет. Таким образом выявленный порядок цикличности определяется 100 млн лет. Намеченная периодичность подтверждается совпадением с главными фазами тектогенеза Штилле, регрессивно-трансгрессивной цикличностью осадконакопления и крупными циклами эвстатических колебаний уровня Мирового океана.

В геодинамическом отношении уникальность ситуации заключается в том, что все достаточно известные эпохи фанерозойской эндогенной активности были сконцентрированы и проявились в пределах сравнительно ограниченного, окраинного, сегмента континентальной литосферы.

Работа выполнена в рамках проектов РФФИ по составлению тектонических карт морей Российской Арктики (гранты 95-05-30689, 97-05-65082, 98-05-64924).

Литература

1. *Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001, №2. С. 3-16.
2. *Штилов Э.В., Богданов Н.А., Хаин В.Е.* Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 605-608.
3. *Штилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
4. *Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield) Ed. F.P.Mitrofanov. Apatity, 1995. 144 p.*

Происхождение и эволюция континентальной коры и литосферы (модель глобального магматического фракционирования)

Важнейшим результатом полетов на Луну было получение убедительных доказательств горячего образования планет земной группы и существования и фракционирования на ранних стадиях их развития глобальных океанов магмы. Оказалось, что все лунные породы (кроме реголита) являются магматическими, имеют очень древний возраст и сильно дифференцированный состав. Особенно показательно присутствие на ней древней (4,45–4,2 млрд лет) анортозитовой коры мощностью до 60 км, образование которой произошло путем фракционирования слоя магмы мощностью в несколько сотен километров. Последующие исследования подтвердили существование на Земле процессов глобального магматического фракционирования.

Было предложено множество моделей эволюции однородного по составу земного магматического океана, различающихся в основном по его начальной глубине и температуре. В последнее время чаще всего предполагается большая, 1000 км и более, глубина земного магматического океана, поскольку она создает благоприятные возможности для объяснения быстрого образования земного ядра. Однако модель глубокого магматического океана не объясняет раннее образование огромного объема исходного вещества кислой коры, так как высокое давление исключает возможность возникновения кварц-нормативных остаточных расплавов при придонном фракционировании такого океана. Модели однородного океана не учитывают увеличение его температуры и глубины по мере возрастания скорости аккреции и связанные с этим изменения состава формирующихся остаточных расплавов.

Учет этих изменений, а также полученных данных о ранней горячей аккреции ядра под влиянием мощных магнитных сил привел к модели расслоенного магматического океана глубиной около 240 км, состав которого изменялся от кислого в верхней части до субщелочного пикритового в нижней [1]. Вещество кислого (гранодиоритового) расплава верхнего слоя мощностью 9,6 км возникло преимущественно при аккреции нижней мантии, когда средний размер выпадавших силикатных частиц был относительно небольшим, что обусловило небольшие глубину и температуру магматического океана. Незначительное в начале приращение скорости и температуры аккреции привело к высокой степени придонной компрессионной кристаллизации новообразованных импактных расплавов. Судя по средней железистости оливина мантийных пород около 12 %, аккреция мантии происходила при температуре прото-

планетного диска в окрестностях Земли менее 280°C [2] и была близка к температуре конденсации в нем магнетита (около 127°C). Намагниченные при движении в мощном в это время магнитном поле Солнца частицы магнетита быстро слипались и в повышенном количестве выпадали на растущую Землю, обуславливая повышенный окислительный потенциал в раннем магматическом океане и относительно высокую степень окисленности железа в мантии. Небольшое давление (менее 5 кбар), высокая степень кристаллизации новообразованных магм и повышенный окислительный потенциал были благоприятными для формирования кварц-нормативных остаточных расплавов при придонном фракционировании раннего магматического океана и обусловили образование его кислого слоя.

Вследствие расслоенности конвекция при остывании постааккреционного магматического океана происходила лишь в пределах относительно однородных по составу слоев. Это обусловило затвердевание магматического океана сверху вниз, низкую скорость и преимущественно кондуктивную природу его остывания и большую длительность процессов кристаллизации. Возникшие путем всплывания плагиоклаза лунные анортозиты имеют возраст 4,45–4,2 млрд лет, а сформировавшиеся из комплитментарных им остаточных расплавов KREEP-базальты и граниты – 4–3,8 млрд лет [3]. При возрасте Луны 4,56 млрд лет ее анортозитовая кора начала формироваться через 0,11 млрд лет после завершения главных процессов аккреции. Самые древние на Земле гнейсы Канады имеют возраст около 4 млрд лет. Следовательно, поверхность ее была покрыта расплавом в течение $4,56 - 4 = 0,56$ млрд лет или в 5,1 раз дольше, чем на Луне, что согласуется с большей в 81 раз массой Земли. На Луне глубинные расплавы магматического океана существовали в течение первых $4,56 - 3,8 = 0,76$ млрд лет. При сохранении той же пропорции, что и для длительности существования расплава на поверхности, глубинные расплавы земного магматического океана должны были сохраняться в течение $0,76 \times 5,1 = 3,88$ млрд лет и исчезнуть $4,56 - 3,88 = 0,68$ млрд лет назад.

Выполненный расчет скорости остывания под влиянием кондуктивных теплопотерь в атмосферу показал, что перидотитовый расплав на дне магматического океана понизил свою начальную температуру 2000°C до температуры солидуса, 1520°C , и затвердел через 3,67 млрд лет после возникновения, т.е. примерно 0,89 млрд лет назад. Более щелочные остаточные расплавы затвердели еще позже. Эти независимые доказательства позднего затвердевания океана магмы хорошо согласуются с началом образования в конце протерозоя недеформированного и неметаморфизованного плитного комплекса платформ и мощных толщ грубообломочных конгломератов в подвижных зонах [4], указывающими на возникновение в это время холодной жесткой литосферы и высоких гор, и с развитием массового щелочного магматизма в протерозое, связанным с фракционированием наиболее глубинных мафических частей магматического океана.

В свете этих данных в течение первых примерно 0,56 млрд лет земная поверхность была покрыта расплавом, кора и литосфера полностью отсутствовали. Это была панмагматическая стадия эволюции вещества коры и литосферы.

С затвердеванием верхней части слоя кислого расплава началась длительная (примерно 4–1,9 млрд лет назад) стадия кристаллизации тонкой кислой пластичной коры в океане магмы и мигмы. Первой (около 4–2,6 млрд лет назад) сформировалась тонкая серогнейсово-зеленокаменная оболочка путем затвердевания, верхней наиболее низкотемпературной части слоя гранодиоритового расплава и начала излияния на нее (примерно 3,8 млрд лет назад) мафических магм мантийных плюмов. Серогнейсово-зеленокаменная кора сначала была очень пластичной и, вследствие высокой текучести, вместе с еще незатвердевшими частями слоя кислого расплава покрывала всю поверхность Земли. После существенного остывания она приобрела жесткость и начала разрываться под влиянием всплывания нижних неостывших частей слоя кислого расплава. В результате около 3,2–1,9 млрд лет назад возникли гранулитовые подвижные зоны, где гранулитовые магмы и мигмы выходили на земную поверхность, а серогнейсово-зеленокаменная кора сжухлась и сформировала одноименные протократоны.

На затвердевавшей поверхности гранулитовых мигм накапливались различные осадки. На ранней стадии они погружались в мигмы и преобразовывались в парапороды. Позже они перестали погружаться и после метаморфизма их под влиянием еще горячего основания сформировали протерозойские зонально-метаморфические комплексы. Продолжавшиеся под затвердевавшей корой небольшие конвективные движения гранулитовых мигм привели к формированию широко распространенных во всех гранулитовых комплексах ранней сланцеватости, сжатой изоклинальной складчатости с субгоризонтальными осевыми плоскостями и мигматитовой полосатости. Последняя, судя по особенностям состава и структуры, обусловлена перераспределением остаточных (в ортогнейсах) и анатектических (в парагнейсах) расплавов и, особенно, полевых шпатов в участки наибольшей интенсивности дифференциальных движений. В это время происходили преобразование первичных интрузивных контактов в тектонические и реоморфические и ориентировка тел согласно направлению дифференциальных движений.

После затвердевания мигм гранулитовых подвижных зон началась стадия тектоники пластичных коровых плит (примерно 1,9–0,57 млрд лет). В это время более жесткие серогнейсово-зеленокаменные протократоны были сцементированы пластичными гранулитогнейсовыми подвижными зонами. Под корой происходила кристаллизация и фракционирование глубинных мафических слоев магматического океана. Подъем из них остаточных расплавов привел к интенсивному развитию щелочного магматизма. Всеземная пластичная Протопангея под влиянием подъема подогреваемого горячим ядром нижнемантийного вещества

начала разрываться с образованием внутриконтинентальных мелких океанов.

К рубежу 0,57 млрд лет произошло завершение кристаллизации глубоких слоев магматического океана и возникла мощная жесткая литосфера. Остатки Протопангеи подверглись обширным расколам и раздвигам, и началась фанерозойская стадия тектоники мощных жестких корово-мантйных плит или всеземного океана с внутриокеаническими континентами и современными геодинамическими обстановками.

Литература

1. Шкодзинский В.С. Природа строения и ранней эволюции Земли в свете модели фракционирования магматического океана при ее образовании // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, №6. С. 1151–1161.
2. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 296 с.
3. Molinaroli E., Basu A. Breve introduzione della crosta lunare e all origine della Luna // Boll. Soc. Geol. Ital. 1994. Vol. 113, №1. P. 69–93.

В.С. Шкодзинский, А.Г. Копылова

Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГА и БМ) СО РАН, Якутск, Россия

Желваки самородного железа в базитах – материал ядра, вынесенный нижнемантийными плюмами

После первой находки в 1870 г. Норденшельдом крупных валунов самородного железа на о-ве Диско (Западная Гренландия) были обнаружены железосодержащие базиты на о-ве Диско, в траппах Сибирской платформы и в некоторых других районах и предложены две главные гипотезы его происхождения – восстановления железа в магмах под влиянием ассимиляции углеродсодержащих пород и под воздействием гипотетических высоковосстановленных флюидов. Первой гипотезе противоречит присутствие самородного железа в базитах, не имеющих признаков ассимиляции, второй – относительно высокая окисленность коры и мантии и отсутствие убедительных признаков существования глубинных потоков высоковосстановленных флюидов.

Возможность принципиально нового решения этой проблемы открывает установленное методами сейсмической томографии существование в мантии плюмов, поднимающихся от границы с ядром. Эти плюмы могли выносить материал, идентичный сформировавшемуся ядру, до подошвы литосферы, а зарождавшиеся в них основные магмы могли доставлять его в верхние части земной коры. Скорее всего выносились включения железа, которые присутствовали в пограничных с ядром частях мантии и образовались путем совместного с силикатами выпадения

последней низкотемпературной фракции облака железных частиц после аккреции ядра из его высокотемпературной фракции под влиянием очень мощных магнитных сил [1]. Если справедливо это предположение, то самородное железо базитов должно соответствовать по составу наиболее низкотемпературным железным метеоритам или продолжать тренд их составов в еще более низкотемпературную область.

Предпринятое изучение содержаний сидерофильных элементов в самородном железе полностью подтвердило это предположение. Так, интервалы содержаний всех элементов в метеоритном и земном железе частично перекрываются. Элементы с высокими температурами конденсации (Os, Ir, Pt, Rh, Ni) чаще в большем количестве содержатся в метеоритном железе. Для элементов с низкими температурами конденсации (Cu, Ag, Ge) наблюдается противоположная тенденция. Состав земного самородного железа продолжает температурный тренд конденсации и аккреции метеоритного железа (примерно 1280–1240 К [2]) в низкотемпературную область (1220–1000 К).

Нижнемантийный генезис объясняет все особенности распространения самородного железа. Одной из таких особенностей является присутствие железа только в толеитовых базитах и отсутствие их в щелочных. Судя по составу базитов срединно-океанических хребтов и траппов, распространенных в областях подъема нижнемантийных плюмов, толеитовые по составу основные магмы чаще всего зарождались в веществе этих плюмов. В соответствии с моделью гетерогенной горячей [1] аккреции их толеитовый состав обусловлен низким (менее 20 кбар) давлением при придонной кристаллизации неглубокого раннего синаккреционного магматического океана, кумулаты и расплавы которого сформировали нижнюю мантию. При образовании верхней мантии, вследствие возросших темпов аккреции и глубины магматического океана, преобладала щелочная тенденция дифференции. Поэтому толеитовый состав железосодержащих толеитов свидетельствует о нижнемантийном генезисе присутствующего в них самородного железа.

Минимальная температура кристаллизации железного расплава в системе Fe-C-S (975°C) ниже температуры толеитовых магм (1000–1300°C). Поэтому при выносе из вещества нижнемантийных плюмов железо в основных магмах находилось в расплавленном состоянии, что является причиной каплевидной формы его мелких выделений и присутствия его включений во всех породообразующих минералах базитов [3].

Выполненные расчеты показали, что железо в существенных количествах выносилось только относительно низкотемпературными (менее 1100°C) основными магмами, поскольку большое содержание в них твердых фаз (более 50 %) и их высокая (более 10^6 П) вязкость замедляла оседание капель высокоплотного железного расплава при подъеме магм. Это согласуется с низким содержанием стекла (менее 18 % [4]) в закаленной экзоконтактной части хорошо изученной железосодержащей Хунгтукунской интрузии на Сибирской платформе. Расплав в таких же-

лезосодержащих магмах быстро декомпрессионно остекловывался под влиянием снижения давления летучих после вскипания при подъеме [5]. Поэтому эти магмы были не способны к излияниям на земную и поверхность и формировали только интрузии. Это является причиной присутствия желваков самородного железа только в субвулканических интрузиях и отсутствия его в излившихся разностях основных магм в районах распространения железосодержащих интрузий.

В быстро декомпрессионно затвердевших магмах не могли происходить процессы отсадки высокоплотного железа на дно магматических камер. Это объясняет чаще всего отсутствие придонных скоплений желваков самородного железа в большинстве интрузий несмотря на обычно большую массу (десятки килограммов, изредка до 20–25 т) таких желваков.

Процессы отсадки и объединения капель расплавленного железа в небольшой степени должны были происходить при подъеме магм до начала их декомпрессионного затвердевания с накоплением железа в нижних частях поднимавшихся магматических колонн. Вследствие подъема по уже прогретым магмоводам, эти нижние части имели несколько более высокую температуру, чем верхние. Поэтому они поднимались выше и размещались и быстро декомпрессионно затвердевали в интрузиях над бедными железом магмами верхних частей магматических колонн. Это объясняет долгое время казавшимся парадоксальным факт обогащенности самородным железом самых верхних частей железосодержащих интрузий Сибирской платформы.

Присутствующий в железосодержащих интрузиях углерод в виде графита в условиях высокого давления частично должен был быть представлен алмазом. Встречающийся в метеоритах графит повышенной плотности, клифтонит, чаще всего рассматривается как параморфоза по алмазу. Поэтому присутствие клифтонита в железосодержащих базитах Сибирской платформы может свидетельствовать о существовании алмаза на их глубинной стадии эволюции [6] и согласуется с рассматриваемой моделью образования самородного железа.

При формировании в результате выпадения последней низкотемпературной фракции облака железных частиц протопланетного диска самородное железо базитов должно быть химически неравновесным с вмещающей силикатной средой вследствие большей окисленности последней. Экспериментальные данные [7] свидетельствуют, что повышение окислительного потенциала под влиянием базальтовой магмы приводило к резкому уменьшению (в десятки раз) коэффициента распределения сидерофильных элементов (особенно высокотемпературных) между самородным железом и силикатами и к диффузии этих элементов из железа во вмещающую основную магму. Это объясняет большие вариации содержаний сидерофильных элементов в железе даже в пределах одного обнажения и в среднем в несколько раз меньшие их количества в губчатых выделениях железа, переполненных включениями силикатных

минералов, по сравнению с массивными выделениями, в которых расстояния до ближайших силикатных минералов во много раз больше.

Полученные результаты подтверждают данные о существовании достигающих подошвы литосферы нижнемантийных плюмов и согласуются с моделью гетерогенной горячей аккреции Земли.

Литература

1. Шкодзинский В.С. Природа строения и ранней эволюции Земли в свете модели фракционирования глобального магматического оксана при ее образовании // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, №6. С. 1151–1161.
2. Kelly W.R., Larimer J.W. Chemical fractionations in meteorites - VIII. Iron meteorites and the cosmochemical history of the metal phase // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. Vol. 41, №1. P. 93–112.
3. Самородное металлообразование в платформенных базитах // Б.В.Олейников, А.В.Округин, М.Д.Томшин и др. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 290 с.
4. Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо Сибирских траппов. Новосибирск: Наука, 1985. 170 с.
5. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М: Наука. 1985. 232 с.
6. Левашов В.К., Олейников Б.В. Земной клифтонит из ассоциации с самородным железом из габбро-долеритов г. Озерная (Сибирская платформа) // ДАН СССР. 1984. Т. 278, №5. С. 719–722.
7. Schmitt W, Palme H., Wanke H. Experimental determination of metal / silicate partition coefficients for P, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, Mo, and W and some implications for early evolution of the Earth // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53. P. 173–185.

Г.А.Шмонов

ФГУНПП «Росгеолфонд» МПР РФ, Москва, Россия.

Ещё раз о магнитных полюсах, палеомагнитных исследованиях и тектонике литосферных плит

В работах [1–6] уже отмечалось, что в настоящее время существуют два северных магнитных полюса: Северо-Западный (СЗМП) и Северо-Восточный (СВМП). В 1980 г. СЗМП находился в районе с центром 72° с.ш. и 95° з.д.; СВМП – в районе с центром 81° с.ш. и 110° в.д.. Двуглавость Северного магнитного полюса (СМП) обусловлена двуглавостью магнитного диполя рогатковидной (Y-образной) формы. На основании этой двуглавости в современную эпоху и прослеживания ее в геологическое прошлое делается вывод о некорректности использования палеомагнитных данных в качестве основного доказательства раздвижения литосферных плит, по крайней мере, материков (континентов) Северной Америки и Евразии.

В указанных работах также говорится о некорректности применения палеомагнитологами в формуле $\text{tg}\varphi = \text{ctg}\theta = 0,5\text{tg}l$ коэффициента 0,5 (коэффициента полярного расстояния – КПР), ибо даже в XX веке для каждого пункта наблюдения он был свой.

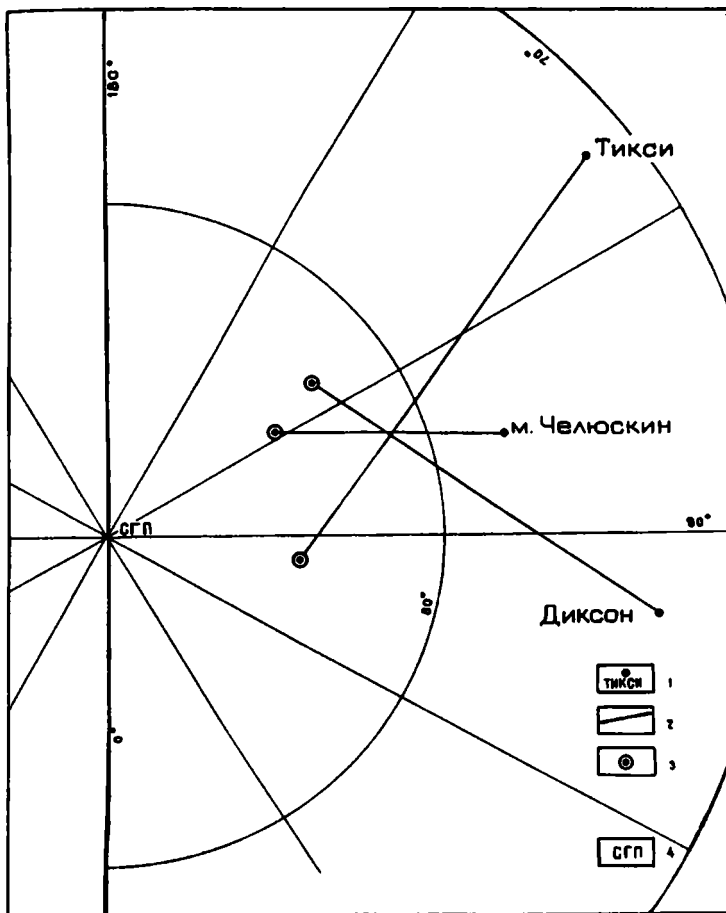


Рис. 1. Положение виртуальных полюсов СВМП в 1980 г., рассчитанных с КПР = 0,5

1 – пункт наблюдения; 2 – направление магнитного меридиана в пункте наблюдения; 3 – положение виртуального полюса; 4 – Северный географический полюс

Приведенные ниже материалы являются результатом дальнейшей обработки данных наблюдений мировой сети станций за элементами магнитного поля Земли (МПЗ):

- изучалось влияние КПР на расположения виртуальных (кажущихся) полюсов, вычисленных по общепринятым формулам;
- рассчитывались траектории движения Южного магнитного полюса (ЮМП) в XX веке;
- разрабатывалась модель основных элементов МПЗ и др.

Кроме того, проводились простейшие опыты с применением магнитов и электромагнитов по изучению направления намагничивания стальных стержней в магнитном поле.

Так как работы по изучению МПЗ автором еще не завершены, то некоторые соображения, высказанные в данном докладе, носят предварительный характер.

На рис. 1 приведены виртуальные положения СВМП в 1980 г., рассчитанные с КПП = 0,5 по наблюдениям станций Тикси, Челюскин и Диксон. Пересечение (схождение) магнитных меридианов этих станций определяет практически истинное положение СВМП. Исходя из этого, обратные расчеты по известному полярному расстоянию дают следующие значения КПП: для ст. Тикси – 0,72, ст. Челюскин – 0,94, ст. Диксон – 0,66. Расхождение между точкой схождения магнитных меридианов и средним положением виртуального полюса составляет более 300 км.

Изучение расположения виртуальных полюсов ЮМП, рассчитанных с КПП = 0,5 и 0,75 показало, что применение различных коэффициентов существенно влияет не только на величину полярного расстояния (удаление вычисленного полюса от пункта наблюдения), но и на форму самого ареала полюсов. Так, с КПП = 0,5 ареал имеет форму овала размером более 2 тыс. км по длинной и свыше 1 тыс. км по короткой оси и вытянутого в северо-восточном направлении. Пересечения магнитных меридианов имеют большие взаимные перекрытия. Картина расположения виртуальных полюсов, вычисленных с КПП = 0,75, принципиально другая. Все полюса выстроились практически в одну линию субширотного простираания длиной около 2 тыс. км. Такое расположение виртуальных южных магнитных полюсов позволило понять строение ЮМП при дальнейшем его изучении.

На рис. 2 приведены траектории движения южных магнитных виртуальных полюсов во второй половине прошлого столетия. (На рисунке показаны полюса с КПП = 0,75; однако направление движения рассчитанного полюса не зависит от значения применяемого КПП). Как видно из рисунка, все полюса перемещаются в одном, северном, направлении и практически с одинаковой скоростью (в среднем около 4 км/год). Такая картина может быть объяснена только одним: ЮМП – это не точка на поверхности Земли, он имеет форму торца плоского магнита. Длина этого торца около 2 тыс. км.

Следовательно, магнитный диполь, создающий МПЗ, имеет форму рогатки с широкой плоской рукояткой в южной части. Как у каждого магнита, магнитные массы земного диполя тоже сконцентрированы на его концах. Верхняя граница залегания магнитных масс 3600–3800 км. Магнитные оси диполя проходят, естественно, через сами массы и соответствующие магнитные полюса (СЗМП, СВМП и ЮМП). Из построенной модели (рис. 3) видно, что северные магнитные оси практически параллельны оси вращения Земли, южная – представляет собой узкий веер и проходит под углом в среднем около 25° к ней.

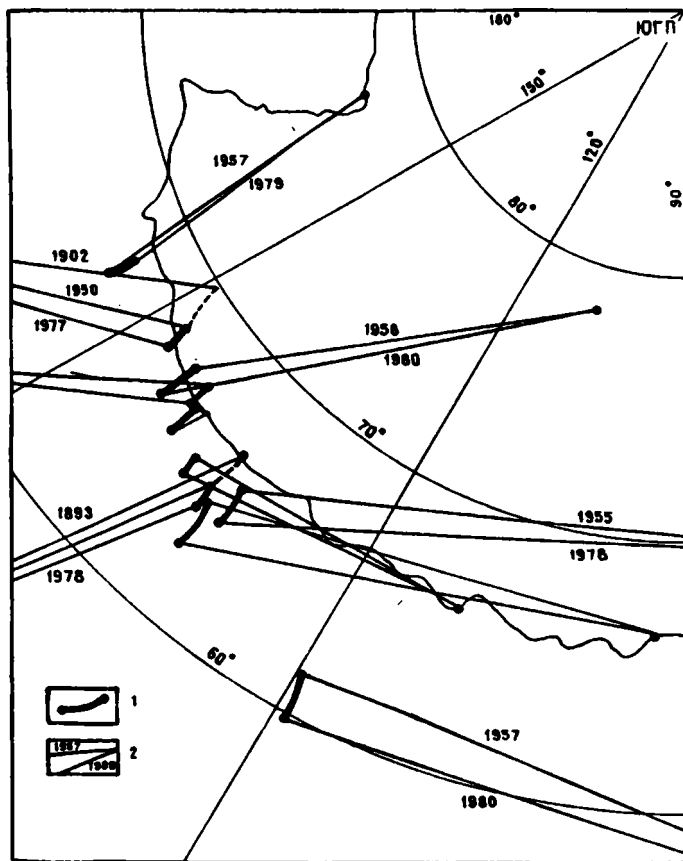


Рис. 2. Траектории движения виртуальных полюсов ЮМП в XX веке
 1 – траектория движения виртуального полюса; 2 – период наблюдений. Остальные условные обозначения см. на рис.1.

Таким образом, СМП двуглав, ЮМП растянут в длину на 2 тыс. км, КНР обусловлен глубиной залегания магнитных масс диполя и его отклонением от оси вращения Земли. В связи с этим многие палеомагнитные построения и выводы из них, основанные на известных постулатах тектоники литосферных плит, являются некорректными и требуют их пересмотра. Некорректны также построения траекторий движения СМП по данным опробования пород Южного полушария. Необходимо с новых позиций, опираясь на расчетно-графические определения положения магнитных полюсов, рассмотреть не только их движение по поверхности планеты, но и эволюцию самого магнитного диполя с его поворо-

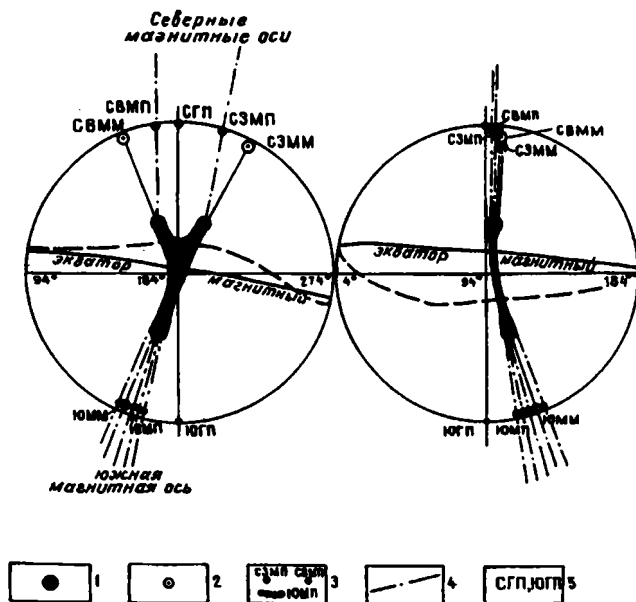


Рис. 3. Схема основных элементов МПЗ

1 – магнитные массы; 2 – магнитные максимумы МПЗ по вертикальной составляющей (СЗММ – Северо-Западный, СВММ – Северо-Восточный); 3 – магнитные полюса (СЗМП – Северо-Западный, СВМП – Северо-Восточный, ЮМП – Южный); 4 – предполагаемые магнитные оси Земли; 5 – Северный и Южный географические полюса

тами, раздвоениями и т.п. Это, возможно, приблизит разгадку природы последнего. Не исключено, что 300 млн лет назад двух северных магнитных полюсов и не существовало.

Что касается инверсии МПЗ. Конечно, пока не известна природа земного магнетизма, нельзя отрицать ее возможность. Но инверсия не более чем гипотеза, объясняющая обратную намагниченность пород. Ибо любой диполь, имеющий хоть какую-нибудь длину, создает параллельно себе внешнее поле, обратное по направлению его внутреннему. Поэтому стальные стержни (провода, гвозди, иглы) намагничиваются в поле постоянных магнитов в направлении, обратном направлению этих магнитов. Обратно направлению магнитного диполя Земли ориентируется и стрелка магнитного компаса. Если закрепить стрелку этого компаса и начать соосно опускать на него другой компас, то стрелка второго, сорентированная сначала как и первая стрелка (север – юг), на определенной высоте над первым компасом резко перевернется на 180° . То же самое происходит и в природе: магнетиты первой генерации (первого по-

крова) намагничиваются в МПЗ в одном направлении; минералы последующей генерации намагничиваются уже в поле магнетитов первой генерации в обратном им направлении. Очевидно, поэтому на Земле породы с обратной намагниченностью составляют, как отмечают специалисты, около 50%.

Литература

1. Шмонов Г.А. О двуглавости Северного магнитного полюса // Новые идеи в науках о Земле. М., 1999. С. 152 (Тез. докл. IV междунар. конф.; Т. 1).
2. Шмонов Г.А. Терминаторная тектоника – новая тектоническая гипотеза. Серия / Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование: Обзор. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 38 с.
3. Шмонов Г.А. Двуглавость Северного магнитного полюса и тектоника литосферных плит // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 615–619 (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
4. Шмонов Г.А. О некорректности использования палеомагнитных данных при анализе движения литосферных плит // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 324–329 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 2).
5. Шмонов Г.А. О некорректности использования палеомагнитных данных при анализе движения литосферных плит. // Новые идеи в науках о Земле. М., 2001. С.142 (Тез. докл. V междунар. конф.; Т. 1).
6. Шмонов Г.А. О двуглавости Северного магнитного полюса // Система – планета Земля. М., 1999. С. 167–174 (Материалы Науч. семинара «Нетрадиционные вопросы геологии»).

В.В. Шолохов, А.А. Никонов

Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

Амударьинский разлом на новейшем этапе

В последние годы пристальное внимание исследователей привлекают тектонические деформации на стыках плит и внутри них. После того, как горизонтальные перемещения крупных Индийской и Аравийской плит получили новые магнитометрические и геологические подтверждения, важно выяснить воздействие этих инденторов на Туранскую плиту. На последней воздействия проявляются в плановом рисунке нарушений, деталях позднекайнозойского структурного плана (некоторое однонаправленное смещение структурных этажей, морфологические особенности структур и пр.), что позволяет восстановить кинематику и систему вероятных напряжений.

В западной части Туранской плиты хорошо выражены разломы с преобладанием северо-западной ориентировки. Одним из крупных нарушений является зона Амударьинского разлома, выделяемая в составе Приамударьинской ступенчато-моноклиналиной области и прослеженная геолого-геофизическими методами более чем на 500 км. Своеобра-

Милановский) видят в нем границу между северной (приподнятой) и южной (опущенной) частями Туранской плиты, погружающуюся к области альпийской складчатости.

Зона разлома прослеживается в основном на левобережье Амударьи. В структуре верхней части осадочного чехла она проявлена системой длинных узких (2–3 км) грабен, образующих протяженные цепочки впадин, выполненных плиоцен-четвертичными отложениями мощностью до 200–300 м, тогда как в стороны от зоны нарушения мощность их составляет первые десятки метров.

Впервые система Приамударьинских грабен над Амударьинским разломом была намечена М.С. Пашаевым и А.Н. Давыдовым [3]. Особенностью этого глубинного нарушения является то, что он образует первую опущенную ступень (до 2 км), по южному краю которой Туранская плита погружается на юг под Альпийскую складчатую область. Некоторые исследователи поэтому относят Амударьинский и другие разломы к категории параградных (ступенеобразующих) [3].

Вдоль оси Амударьинского разлома с юго-востока на северо-запад можно выделить четыре участка. Первый участок (Амударьинские грабены) осложняется антиклинальными поднятиями (Пиркудукское, Наразымское, Фарабское, Гадынское и др.). Бурением выяснено, что из 600–700 метров общего погружения в них более одной трети пришлось на неоген-четвертичное время. Второй участок (Питнякская группа высоких меловых складок и активных разломов) выделяется значительным подъёмом, дроблением меловых пород вдоль основных разломов Амударьинской системы нарушений. Третий Султануиздаг-Тахтакаирский участок активных разломов и грабен совпадает с одноименным валом, осложненным продольными нарушениями и мелкими грабенами. Четвертый, северный, участок в районе гор Кзыджабаир и г. Муйнак выделяется в виде глубокого Кышпакарьинского грабена дугообразной в плане формы (размером 60x10 км и глубиной до 500 м), уходящего под воды Аральского моря в месте стыка Амударьинского и Центрально-Аральского глубинных нарушений [4].

Таким образом, на всем протяжении зоны Амударьинского разлома, в осевой ее части выделяется система молодых грабен и активных нарушений, что свидетельствует о высокой молодой активности зоны нарушений, а также о связи ее с Центрально-Аральским валом. Объяснение выявленных черт структуры и кинематики можно видеть в первую очередь в сдвиговых перемещениях вдоль Северо-Мангышлакско-Устюртского и Бухарского разломов запад-северо-западного направления в условиях субмеридионального близгоризонтального сжатия под давлением движущейся к северу Аравийской плиты [1, 5]. Возможно допустить растяжение и погружение в новейшее время узких блоков фундамента в тылу разнонаправленно смещающихся по горизонтали крыльев к северу и югу от вышеупомянутой крупной субширотной зоны раздела в земной коре.

Литература

1. Гохберг М.Б., Рогожин Е.А., Гусева Т.В. и др. Реакция геологических структур на импульсное воздействие крупных взрывов // Геотектоника. 1988. № 5. С. 3–14.
2. Коц В.Г. Геолого-геофизическая характеристика региональных разломов Восточной Туркмении // Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М.: Наука, 1966. С. 164–169 (Материалы Тектонич. совещ. Ашхабад, окт. 1964 г.).
3. Пашаев М.С., Давыдов А.Н. К вопросу о выделении Амударьинской системы грабенов // Ашхабад, 1972. С. 144–148 (Тр. Упр. Геол. при СМ СССР; Вып. 7).
4. Пинхасов Б.И. Неоген-четвертичные отложения и новейшая тектоника Южного Приаралья и Западных Кызылкумов. Ташкент: ФАН, 1984. 150 с.
5. Терехов В.И., Лунин Н.М. Проявление горизонтальной составляющей в структурах платформенного чехла на примере Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области // Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М.: Наука, 1966. С.158–163. (Материалы Тектонич. совещ. Ашхабад, окт. 1964 г.).

Б.М. Шубик, А.В. Николаев

Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия.

Методы сейсмических исследований, основанные на принципах эмиссионной томографии

По существу, томография – это эффективный способ получения данных о внутренней структуре исследуемых объектов путем анализа сигналов, проходящих через этот объект. В методах трансмиссионной томографии источники сигналов располагаются вне исследуемого объема, а методы эмиссионной томографии базируются на анализе сигналов от источников (эммитеров), находящихся внутри исследуемой среды.

В качестве эндогенных эмиссионных источников, могут выступать как активные первичные излучатели сейсмических сигналов, так и вторичные переизлучатели рассеянных волн.

В работе рассматриваются три круга задач, решение которых базируется на применении принципов эмиссионной томографии. К первому типу относятся задачи, связанные с построением трехмерных моделей распределения в среде сейсмически шумящих объектов. В рамках второго круга задач разработан новый метод автоматического мониторинга сейсмических событий разного масштаба, включающий обнаружение и автоматическую оценку времени возникновения и координат эпицентров и гипоцентров событий. Третий круг задач связан с разработкой нового метода картирования неоднородностей в среде, названного нами методом дифракционной томографии с управляемым облучением.

Анализ сейсмических шумов. Присутствие в среде источников сейсмического излучения или контрастных неоднородностей приводит к появлению когерентных компонент в случайном волновом поле, зарегистрированном на поверхности. Используя данные сейсмической группы

и оценивая по ним энергию когерентного излучения сферических волн, исходящих из различных точек исследуемой среды, можно построить трехмерные карты распределения источников микросейсмической активности среды или 3-D «изображение» сейсмически шумящих объектов. Идея метода была предложена в работе А.В.Николаева, П.А.Троицкого (1987).

Пространство под группой сканируется лучом сейсмической антенны в узлах кубической решетки. Суть обработки сводится к сравнительной оценке энергии сигналов, излучаемых различными точками исследуемого объема среды. В процессе сканирования каждому узлу присваивается вес, пропорциональный экспериментальной оценке энергии когерентного излучения, исходящего из данной точки. Для оценки энергии сигналов по зарегистрированной сейсмограмме рассчитываются интегральные оценки отношения сигнал/помеха для каждого узла сетки опроса.

На основании предложенного подхода нами был разработан и реализован метод сейсмической разведки и мониторинга активных объектов. Результаты обработки зарегистрированных данных позволили впервые получить стабильную во времени картину пространственного распределения сейсмических шумов и локализовать их источники в исследуемом объеме (размером 5 км x 6 км до 2 км глубины), расположенном в гидротермальной области на севере Исландии. Анализ пространственного распределения интенсивности шумов и сопоставление этой модели с другими геофизическими полями, температурными аномалиями и обнаруженными проявлениями гидротермальной активности, выполненный исландскими геофизиками, подтверждают гипотезу о том, что полученные «шумовые портреты» района работы соответствуют пространственному распределению гидротермальной активности, а разработанная методика может использоваться для решения многих разведочных задач.

В качестве источников эмиссии могут выступать не только активные, сейсмически шумящие зоны, но и любые контрастные скоростные неоднородности, которые действуют как яркие переизлучатели волновых процессов в среде. Поэтому метод эмиссионной томографии может также использоваться для построения трехмерных изображений неоднородностей по данным, зарегистрированным сейсмической группой.

Метод эмиссионной томографии и разработанное программное обеспечение было с успехом применено для локализации контрастных неоднородностей и сейсмоактивных зон в нефтеносном регионе в Колумбии. Анализ проводился по данным локальной сейсмологической сети.

Автоматическое определение координат и моментов возникновения сейсмических событий на основе принципов эмиссионной томографии. Традиционные подходы к решению задач обнаружения и оценке координат сейсмических событий, сложившиеся еще в период становления сейсмологической науки, связаны с анализом данных, зарегистрированных одной или несколькими одиночными сейсмическими станциями. Решение задач локализации и оценки параметров источника

было основано на обнаружении и идентификации ряда специфических фаз зарегистрированного сейсмического сигнала и последующей оценки параметров этих фаз по каждой отдельной записи. Интересно отметить, что современные методы компьютерной обработки при решении задач обнаружения и локализации событий практически не используют возможности многоканальной обработки данных. Эти методы унаследовали описанный выше традиционный подход к решению задачи локализации. Усилия исследователей были направлены главным образом на разработку более совершенных способов автоматического обнаружения и оценки параметров фаз на одноканальных записях. Однако автоматические процедуры, основанные на подобной идеологии ручной обработки, оказываются чрезвычайно трудоемкими и малоэффективными из-за сложности построения алгоритмов, которые были бы адекватны действиям опытного геофизика-интерпретатора.

В то же время, в тех случаях, когда событие регистрируется группой или сетью сейсмических станций, полученную совокупность записей можно рассматривать в качестве своего рода многоканальной сейсмограммы. Такая сейсмограмма во многих отношениях подобна многоканальным сейсмограммам, которые регистрируются и обрабатываются в сейсморазведке и глубинном сейсмическом зондировании – в областях, где разработан мощный аппарат оптимальной обработки многоканальных данных.

Нами были получены первые результаты при использовании метода сейсмоземиссионной томографии для пространственной и временной локализации сейсмических событий по записям нескольких станций или сейсмической группы. Области повышенной микросейсмической активности, для картирования которых использовался этот метод, в определенной степени могут рассматриваться в качестве адекватных моделей участков земной коры большего масштаба, в которых действуют активные очаги, излучающие сейсмическую энергию.

Совокупность вычисленных энергетических оценок образует карту, которая отражает картину пространственного распределения сейсмических излучателей в исследуемом объеме среды. Этот процесс аналогичен процессу отыскания «яркого пятна» радиотелескопом с фазируемыми элементами.

Потенциально, метод сканирования среды лучом сейсмической группы или сейсмической сети большего масштаба может оказаться эффективным средством локализации эпицентров, гипоцентров, оценки других параметров сейсмических очагов. Однако формы практической реализации этого подхода будут существенно различаться в зависимости от соотношения эпицентрального расстояния и размеров регистрирующей группы (от глобальных сетей до региональных и локальных групп с апертурой в десятки километров).

В рамках данного метода была разработана высокоэффективная схема сканирования. Время обработки данных регионального события, за-

писанного на 10–20 сейсмических станциях при частоте дискретизации 50 Гц и сетке сканирования, включающей около 3000 узлов, не превышает 10–20 с на рабочей станции SPARC-2. Разработанный метод может стать основой современных технологий полностью автоматической массовой обработки данных сейсмических сетей и групп в режиме реального времени.

Описанный метод был с успехом использован для оценки координат эпицентров и гипоцентров слабых местных землетрясений, зарегистрированных региональной сейсмической сетью Израиля, и карьерных взрывов в Карелии, зарегистрированных сетью сейсмических станций Сейсмологического института Финляндии.

Метод дифракционной томографии с управляемым облучением. Методы эмиссионной томографии, кратко описанные в предыдущих разделах, интересны тем, что обеспечивают возможность объемной геолокации достаточно сложных объектов. Принципиальные ограничения этих методов связаны с тем, что у них низкая разрешающая способность и надежность обнаружения объектов, отличающихся слабой эмиссионной способностью, т.е. они плохо различают в исследуемой толще «молчащие», неактивные объекты.

Суть развиваемого нами метода дифракционной томографии с направленным облучением сводится к использованию управляемых компьютером излучающей и приемной площадных антенн для формирования направленного излучения и приема сейсмической энергии и синхронному сканированию исследуемой среды этими двумя лучами, в процессе которого появляется возможность реконструировать трехмерное изображение внутренней структуры среды описанными методами эмиссионной томографии.

Ю.К. Щукин

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия.

Вопросы платформенной сейсмотектоники

Каждый год приносит все более обстоятельные сведения об условиях, механизме, энергии и последствиях былых и современных экзогенных и эндогенных геологических процессах в регионах с разными геодинамическими режимами.

Еще 10–15 лет назад приходилось убеждать в том, что Восточно-Европейская и другие платформы тектонически и сейсмически активны. Сейчас эти «заклинания» позади. Находятся свидетельства удивительно пластичной новейшей и современной тектоники, связи последней с активными глубинными процессами в земной коре и верхней мантии. Стали еще более понятными представления наших знаменитых предшест-

венников о том, что знание платформенной тектоники позволяет лучше изучать орогены, где следы геологических событий прошлого быстрее, чем в среде платформенных областей, стираются в памяти литосферы.

Рассматриваются некоторые вопросы, без решения которых нельзя понять причины внутриплатформенной сейсмичности.

Физико-геологические особенности геологической среды и сейсмичность. Связь сейсмических очагов с неоднородностями среды очевидна. Однако дефицит инструментальных сведений о пространственном положении очагов землетрясений не позволяет пока решить вопрос, каким образом очаги землетрясений взаимодействуют с элементами среды – с разломами, блоками, аномалиями физических полей, с процессами преобразования вещества и т.п.? Связаны ли очаги только с локальными неоднородностями, или какая-то часть их отражает отклик среды на удаленные тектонические события? Появившиеся данные обобщения о характере распределения скорости упругих волн для значительных регионов платформы заставляют искать новые решения этой важной задачи.

Современные геодинамические процессы и их отражение в физических полях. Особенностью исследования этого вопроса является то обстоятельство, что на платформе мы работаем в условиях геодинамического фона. Высокочастотная часть спектра аномалий незначительной амплитуды соизмерима с погрешностями измеренных величин. Наряду с интуицией, нужны новые подходы и новая техника для изучения сейсмичности и динамики среды на микроуровне. Длиннопериодная часть спектра аномалий физических полей, скорее всего, соответствует длительно живущим, глубинным, стационарным процессам с источниками в низах земной коры, в верхней мантии и глубже. Во многом, эти глубинные аномалии и обеспечивают связь процессов, синхронно происходящих на платформах и в орогенах. Каков механизм передачи энергии волновых и колебательных движений этих крупномасштабных неоднородностей среды? На каких глубинах это происходит? Мы стали более внимательно изучать влияния внешних факторов (внешних геосфер) на процессы в твердой земле, к исследованию динамического взаимодействия геосфер Земли.

Геодинамические признаки платформенной сейсмичности. Разнообразие их столь велико, как и неопределенно. Пожалуй, это самый трудный и самый необходимый для практических решений вопрос – каковы признаки сейсмичности платформенных регионов? Все, о чем говорилось выше и будет сказано ниже, относится к решению этой задачи. Ранее казалось, что наработанные в горно-складчатых областях приемы выявления признаков активности легко применить при изучении платформенных регионов. Однако на деле все оказалось сложнее. Неоднозначная связь приповерхностных геологических образований и явлений с глубинными процессами в условиях платформенных регионов заставляет более внимательно изучать и использовать результаты региональных глубинных исследований земной коры и верхней мантии. Как толь-

ко будут сбалансированы интересы и разномасштабные данные геологов, геофизиков и сейсмологов, тогда начнутся интересные решения. Пока же мы идем знакомым путем совмещения точечных (очаги), линейных (разломы) и площадных (физические поля) данных без свежих качественных или количественных сейсмотектонических построений.

Региональные и локальные поля напряжений. Задача определения напряженно-деформированного состояния среды по геологическим, геофизическим, геодезическим или другим данным остается самой заманчивой и наиболее приближающей нас к решению многих вопросов сейсмологии и тектоники. Несмотря на многочисленные модельные и экспериментальные решения, общей картины поля тектонических напряжений для региона Северной Евразии, предназначенной для широкого круга задач, пока нет. Оказавшись на перепутье смены геодинамических парадигм и в начальном этапе накопления данных прецизионных дистанционных методов измерения скорости и вектора тектонического смещения горных пород, можем довольствоваться лишь самыми общими построениями и умозаключениями. Пока же, как представляется, наиболее надежными следует считать результаты региональных и локальных тектонических реконструкций и прямых наблюдений и измерений в горных выработках. По-прежнему, большие надежды на сейсмологические определения движения масс в очагах землетрясений, но для платформенных регионов такие определения единичны.

Важными могут стать результаты картирования по сейсмологическим и геолого-геофизическим данным тензочувствительных зон в пределах платформ.

Ожидают ответа вопросы пространственно-временных вариаций напряженно-деформированного состояния среды, влияния последних на изменения поля упругих волн в условиях нелинейной геологической среды. Если такие изменения окажутся значимыми, возникнут проблемы с интерпретацией данных сейсморазведки.

Строение, геодинамика и сейсмичность малых структурных форм. Прагматические интересы решения хозяйственных задач и вопросы прогноза безопасности объектов в пределах конкретных районов и т.п. – все это требует детальных построений, в том числе и сейсмотектонического содержания. С уверенностью можно сказать, что такие работы уже стали главными в практике геолого-геофизических работ. Это означает, что без детальной сейсмичности на микроуровне невозможно оценить современную подвижность района отдельного или группы месторождений, оценить экологическую и техногенную безопасность сооружений в пределах геологических форм незначительного размера (поднятие, складка, разлом, флексура). Геологическая информация более подготовлена к подобным решениям, нежели геофизическая. Как уже говорилось выше, совмещение и анализ только одномасштабных данных приведет к положительным решениям. Построение типовых геодинамических и сейсмотектонических моделей структурных форм платформенных

структурных образований позволит также правильно организовать систему мониторинга изменений эндогенных и экзогенных процессов в локальных ситуациях.

Сейсмогенные структуры и минерагения. Новая задача, еще нуждающаяся в фактографическом и геологическом доказательстве. Кажется странным связывать положение современных сейсмогенных структур с районами месторождений, скажем, фанерозойского, альпийского или иного возраста. Но очаги землетрясений, как правило, альбируют себе места уже существующих разломов, блоков, складок в геологических образованиях разного возраста, в том числе и весьма древнего. Поэтому показатели сейсмичности в этом случае «работают» на минерагению, подсказывая расположение скрытых зон высокой раздробленности и проницаемости для флюидов и газов. Чрезвычайно важно проверить возможность сейсмологии для обнаружения скрытых латеральных минерагенических структур. Кинематические и динамические параметры среды подскажут, наряду с геологическими, также и геофизические модели условий формирования и накопления месторождений полезных ископаемых. Полученные представления, наполненные содержанием, смогут существенно дополнить и обновить традиционные минерагенические решения прогнозного характера.

Взаимодействие древних и молодых структур и процессов. Если напомнить возраст и условия формирования горно-складчатого пояса от Тянь-Шаня до Байкало-Становой зоны, станет понятным, что взаимоотношение древних и молодых структур в активизированных платформенных областях весьма сложны. В средиземноморском альпийском складчатом поясе просвечивают структурные направления докембрийского и фанерозойского возраста. В вертикальном разрезе литосферы факт такого взаимоотношения запечатлен в показателях степени расчлененности среды и в дисгармонии разновозрастных структурных планов, в различии показателей скоростного, геоэлектрического и др. разрезов. Пластика тектоники верхов коры и дневной поверхности определяются и интенсивностью глубинных процессов. Можно согласиться с высказыванием М.М. Тетяева о том, что геотектонический анализ структурных форм, в противоположность стратиграфическому, должен начинаться от наиболее молодых проявлений структуры и идти к более древним. Если внимательно изучить зоны перехода от орогенов к платформе, как это сделал в прошлом веке А.П. Карпинский, то легко видеть, что пространство, не затронутое альпийской, новейшей и современной тектоникой, весьма ограничено. Не случайно М.М. Тетяев, а вслед за ним и В.В. Белоусов, называли платформы Северной Евразии альпийскими.

Структурные и геодинамические предвестники опасных геологических процессов. Таким образом, поставленная задача наиболее правдоподобно определяет цель комплексных всех видов геологических, геофизических, гидрогеологических, геохимических, геодезических наблюдений. Это так, потому что узкое понимание опасности как проявления

сейсмических очагов, видимо, уже в прошлом. Влияние глубинных геодинамических факторов (в самом широком понимании) на приповерхностные геологические условия столь велико и неожиданно опасно, что эта задача становится сейчас главной среди перечисленных выше, включает в себя многие элементы описанных проблем. Изучая геологическую среду таким образом, мы можем получить результат, в одинаковой степени пригодный для прогноза опасности – сейсмической, экологической, техногенной. Необходимо, однако, заметить, что совершенно необходимо изучать, картировать и прогнозировать опасные геологические процессы на всех масштабных уровнях среды, в которой эти процессы происходят – от верхней мантии и земной коры до осадочного чехла и рыхлых образований платформенных областей в целом и ее отдельных элементов. Только в таком случае можно получить положительное решение.

Сейсмичность и сейсмическая опасность (сейсмический риск). Очень необходимая и очень трудная задача, осложненная отсутствием достоверных инструментальных сведений о внутриплатформенных очагах. Вследствие этого, все имеющиеся представления о степени сейсмической опасности, включая и официально принятые версии, можно считать весьма далекими от реальной (пока не очевидной) опасности, как, впрочем, и для известных сейсмически опасных регионов. Наиболее вероятный пока путь изучения сейсмичности платформенных областей – это изучение региональной сейсмичности (Урал, Предкавказье, Балтия и Карелия, Кольский полуостров и др.), из результатов которой будет складываться общая картина распределения и энергетического уровня землетрясений платформы. Но и здесь полезно не занимать крайние позиции – или отрицание сейсмической опасности или же обращение платформы в высокосейсмичную область. Для понимания геодинамики платформенных регионов важно знать причинно-следственные связи внутриплитных сейсмических явлений. Какая часть очагов землетрясений возникает от собственно внутриплатформенных явлений и структур? Как много очагов инициируются процессами, удаленными на сотни и тысячи километров от места их возникновения? Остальные вопросы столь же тяжелые – макросейсмические эффекты местных коровых очагов и удаленных глубоких землетрясений, механизм динамического взаимодействия крупномасштабных неоднородностей среды земной коры и верхней мантии.

Геологические аспекты мониторинга изменения окружающей среды. Правильнее было бы сказать – геолого-геофизические аспекты поставленной задачи, решаемой только после выяснения всех упомянутых трудностей. Верно сформулированная модель строения и динамического состояния среды составит половину успешных результатов эксперимента. Вторая часть исследований – это увидеть и «услышать» среду, адекватно реагирующую и откликающуюся на внешние и внутренние (эндогенные) воздействия, описываемые нами количественными и качествен-

ными показателями ее (среды) геологического и физического состояния. Если вспомнить грубые ошибки прежних десятилетий при изучении вариаций физических, гидрогеологических, геохимических и других полей в проблеме прогноза землетрясений, то станет понятной трудность мониторинга изменения параметров окружающей слабоактивной (в диапазоне фоновых значений) среды платформенных регионов. Тем не менее, мероприятия по прогнозу и предотвращению последствий природных, экологических и техногенных катастроф никто не отменял, поэтому надо работать, считаясь с реальными научными, методическими и техническими трудностями.

Успех дела обеспечен нашей верой в него, а также умными идеями талантливых российских ученых и практиков.

В.В. Эз

Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

Математика и физика в современной тектонике

Еще много лет назад оформились как направления исследований математическая геология и тектонофизика. Однако это никак не повлияло на то, в какой мере законы математики и физики учитываются в большинстве тектонических построений, – а учитываются они по-прежнему очень плохо. Зато появились работы, смысл которых трудно понять из-за применения неподходящего или избыточного математического аппарата. Как и раньше, эти законы мало учитываются, в частности, при создании моделей формирования структуры складчатых областей, т.е. более или менее сложных структур деформационного происхождения. Лишь в немногих моделях некоторых механизмов формирования структур не обнаруживается противоречий с законами этих наук.

Противоречия с требованиями точных наук проявляются уже в языке тектоники. Он изобилует терминами, не имеющими, в отличие от математики, точных определений и не отражающими четких понятий. Употребляются такие термины в разных и весьма туманных смыслах. Таков, например, термин «течение». Одни называют течением просто большие, часто весьма неоднородные деформации. Другие понимают под ним очень большой простой сдвиг. Третьи видят в больших деформациях аналогию с течением жидкости в канале, не задумываясь о том, что же является в природе аналогом стенок каналов. Некоторые вообще считают, что течение – это такая деформация, которая может идти сама собой, без каких-либо воздействий.

Нередко течение определяют как перемещение вещества из мест с большим давлением в места с меньшим давлением, и предполагают, что оно может приводить к образованию складчатой структуры. Главные

вопросы – чем поддерживается разница давлений для перемещения большого объема вещества и почему перемещение ведет к образованию складок – не рассматриваются.

Весьма часто течение объявляют причиной образования упорядоченных текстур пород. Утверждают, в частности, что линейные текстуры ориентируются в направлении течения (или «в направлении тектонического транспорта»). Поскольку направление течения, как и любого перемещения, понятие относительное, то очевидно, что ориентировка минеральных зерен не может определяться нашим выбором, относительно чего рассматривать перемещение, а определяется другими факторами (например, ориентировкой осей тензора или напряжения, или деформации).

Иногда в предлагаемой модели складкообразования происходит просто подмена понятий. Например, предполагаемый процесс образования складок в результате адвекции, вызванной создавшейся в вертикальном разрезе коры инверсией плотностей, много лет иллюстрируют математической моделью установившейся конвекции, хотя это далеко не то же самое.

При построении обычных геологических профилей нередко не соблюдаются правила геометрии. В частности, можно увидеть профили, где сформировавшаяся ранее складчатая структура нижнего этажа изображена совершенно не затронутой складчатостью стратиграфически перекрывающего его верхнего этажа. Или можно увидеть профили, где структура неоправданно упрощается вверх или вниз от того гипсометрического уровня, на котором проводились наблюдения. А потом это упрощение становится основанием для размышлений о характере изменения структуры с глубиной и о его причинах.

Весьма редко учитывается такая важная характеристика процесса формирования структуры, как величина деформации. А если и учитывают, как уменьшилась горизонтальная проекция слоев при смятии их в складки, то упускают из виду, что соответственно увеличилась мощность смятой в складки толщи, т.е. изменилось положение ее подошвы и кровли, что могло повлиять, например, на глубинность метаморфизма. Да и сама оценка величины деформации при складкообразовании часто бывает ошибочной. Как правило, игнорируют величину деформации на тех ее этапах, на которых обнаружено образование только мелких складок, даже если те очень сильно сжаты. Но для оценки величины деформации имеет значение не линейный размер складок, а степень их сжатости и размер того объема пород, внутри которого складки ориентированы однообразно.

При определении характера воздействий, вызвавших деформацию, нередко упускаются самые существенные для решения этого вопроса детали. В частности, не обращают внимания на закономерности изменения мощности слоев в складках. Например, когда образование складок приписывают неоднородному сдвигу поперек слоистости, даже если в смятой толще есть слои, не изменившие своей мощности.

В последние годы стало модным объяснять формирование многих структур, в том числе складчатых, сдвиговой деформацией складчатой зоны в целом. При этом не учитывается, что если в этих условиях иногда и могут образоваться складки, они должны быть резко асимметричными, что, как известно, далеко не типично. Кроме того, если некоторые предполагаемые механизмы и могут действовать, требуемая для их осуществления величина сдвига оказывается в большинстве случаев мало реальной (например, относительное смещение по вертикали краев складчатой зоны, многократно превышающее ее ширину).

При построении моделей развития структуры, да и просто геологических профилей, деформации в земной коре чаще всего рассматриваются как плоские, т.е. одинаковые во всех параллельных сечениях, тогда как очень часто структура, наблюдаемая в поперечном срезе, не может быть правильно понята, если не учитывать, что весьма обычна деформация и в третьем измерении.

При выявлении причин тектонических деформаций принято рассматривать деформируемые объемы в природе как нечто подобное их модели в эксперименте, где податливую модель сжимают жесткие плиты. При этом упускается из виду, что такая ситуация встречается в природе не так уж часто: взаимодействующие соприкасающиеся объемы могут и не отличаться сильно по своим реологическим свойствам. В какую сторону пойдет деформация и какова будет ее величина, зависит и от соотношения свойств пород в этих объемах. При этом следует учитывать, что, в зависимости от условий, соотношения свойств могут со временем измениться на противоположные.

Многие, имея дело с реологическими свойствами горных пород или массивов пород, считают их постоянными при заданных температуре и давлении. Однако реологические свойства проявляются лишь в ходе деформации, и в разных процессах они могут быть разными. Например, вязкость зависит от скорости и механизма деформации, от того, протекает ли она через миграцию дислокаций в зернах минералов или через растворение и рост зерен, связанные с диффузией в межзерновой флюидной пленке.

Раньше было принято считать, что найти причину тектонической деформации – это значит узнать, с какой стороны и в каком направлении действовала вызвавшая ее сила. При этом упускалось из виду, что одиночная сила может вызвать только движение с ускорением, а деформацию вызывают взаимно уравновешивающиеся силы. Искать единичную деформирующую силу просто безграмотно.

Сейчас главная задача исследования происхождения той или иной деформационной структуры чаще всего видится в реконструкции поля «действовавших напряжений», что связано с непониманием сущности напряженного состояния. Дело в том, что наличие напряжений на границе двух объемов сплошной среды (каковой является земная кора) ничего не говорит о том, куда будет смещаться эта граница. Более того,

поскольку всякое перемещение относительно, говоря о направлении смещения, следует указать, относительно чего оно происходит, а в понятие напряжения ничего подобного вообще не входит. Таким образом, когда говорят о «действовавших напряжениях», на самом деле говорят лишь о направлении смещения границы рассматриваемого объема земной коры. Если утверждается, что, судя по геологическим данным, на двух противоположных сторонах некоторого объема пород действовали сжимающие напряжения, на самом деле это означает, что эти стороны сблизилась. И это гораздо важнее, поскольку величину сближения, в отличие от напряжений, по структурным данным можно определить.

О полном непонимании сущности напряженного состояния говорит, например, утверждение, что в земной коре не может быть равномерного всестороннего сжатия в горизонтальной плоскости, но может быть равное сжатие по двум взаимно перпендикулярным осям, хотя очевидно, что это одно и то же. Более того, можно прочесть, что в одной и той же точке сплошной среды может с одной стороны точки действовать напряжение одной величины, а с противоположной стороны – другой, что и является причиной течения в этой среде.

Многие гипотезы структурообразования никогда бы не появились, если бы их авторы рассматривали изучаемое явление так, как принято в научном естествознании – в его развитии и в связи с окружающей обстановкой. В ряде случаев кинематические модели образования структуры лишь излагаются на словах или изображаются на безмасштабных схемах, чего совершенно недостаточно. Идея автора о кинематике процесса обязательно должна быть показана в виде серии изображений этапов процесса, на которых ясно видно, какая часть структуры предыдущего этапа во что превратилась (например, показом деформации ранее нанесенной правильной сетки), обязательно с соблюдением пропорций реальной структуры.

В последнее время в связи с вопросом о происхождении геологических структур упоминают о самоорганизации. Последняя, конечно, существует – в том смысле, что однородное воздействие на некоторую среду может привести к усложнению ее строения (как образование складок продольного сжатия или будинаж), но отнюдь не в смысле, что что-то может произойти само собой, без какой бы то ни было реальной причины.

Малограмотность геологов, занимающихся изучением геологических структур, в области математики и физики связана, с одной стороны, с отсутствием нужной направленности в преподавании геологам этих дисциплин, а с другой – с качеством преподавания структурной геологии и качеством учебников. А чего можно ожидать, например, от учебника по структурной геологии, в котором сказано, что от положения фигуры в пространстве зависит, считать ее симметричной или нет.

Достаточно применить к построениям в области изучения механизмов и причин структурообразования строгие критерии математики и физики, чтобы стала очевидной несостоятельность большинства из них.

Многие проблемы, представляющиеся решенными или почти решенными, оказываются тогда даже не сформулированными как следует. Задача не столько в том, чтобы выдвигать новые гипотезы в этой области, сколько в том, чтобы установить, в чем недостатки существующих гипотез, чтобы четко определить, чего мы еще не знаем, что еще нужно выяснить, чтобы получить ответы на интересующие нас вопросы.

Т.Э. Эргешев, Б.С. Нуртаев, А.Т. Бисенова
Институт Геологии и Геофизики АН РУ, Ташкент, Узбекистан

Опорная сейсмическая граница с близмантийной скоростью в верхней коре Каракуль-Бешкентского прогиба

Еще в 1971 году в пределах Каракульской впадины по профилю ГСЗ Фараб-Тамдыбулак на сейсмограммах, полученных из встречных пунктов взрывов 95 и 503, Эргешевым Т.Э. были выделены две уверенные 2–3 фазные преломленные волны со скоростью 6,7–6,8 км/с и 7,3 км/с, залегающие на глубинах 7,2 и 11,0 км и соответствующие предположительно протерозой-катархейским границам [1].

После двух разрушительных Газлийских землетрясений (1976) на описываемой территории Ферганской геофизической экспедицией выполнен большой объем сейсморазведки КМПВ-МГОВ по субмеридиональным и субширотным профилям. Материалы обрабатывались как КМПВ и как МГОВ [2]. По материалам КМПВ были построены разрезы только по кровле домезозойских образований с граничной скоростью 5,4–5,8 км/с, а по материалам МГОВ были построены глубинные сейсмические границы. По мнению авторов, низкочастотная преломленная волна не позволила получить надежных корреляционных систем годовграфов и глубина залегания фундамента в пределах Каракуль-Бешкентского прогиба варьирует в пределах 6–8 км.

Мы провели переинтерпритацию вышеупомянутых первичных материалов совместно с материалами ГСЗ. Детальный анализ структуры преломленных и отраженных волн от внутри домезозойских образований Каракуль-Бешкентского прогиба показал следующее:

1. Наличие двух уверенных высокочастотных (20–23 гц) преломленных волн с граничными скоростями 6,7–7,15 км/с и 7,55–7,85 км/с. Первая из них, прослеживается на глубинах 5,75–6,5 км. Если учесть слабую амплитуду, высокую частоту, медленное затухание волны с расстоянием, а также высокую скорость и высокое электрическое сопротивление (300–500 ом. м), а также мощность (более 700 м) преломляющей границы и стратиграфический разрез вышележащих пород, то можно сделать вывод, что эта граница соответствует кровле доломитизированных известняков франкского яруса верхнего девона. Преломленная волна на

первое вступление сейсмограммы выходит на расстояниях 22,5–27,5 км и следится до расстояний 6,5 км. За ней прослеживается интенсивная 2–3 фазная низкочастотная (11–13 гц) отражающая составляющая упомянутой волны, кажущаяся скоростью которой заметно уменьшается с расстоянием (7,2–5,8 км/с).

Вторая высокоскоростная граница прослеживается на глубинах 9,8 км на северо-западе и 13,5 на юго-востоке исследуемого региона и, по видимому, соответствует метавулканитам основного состава с мощностью 1,5–2 км. Преломленная волна на первое вступление сейсмограмм выходит на расстояниях 40,5–52 км и прослеживается до расстояний 8 км. За ней также выделяется интенсивная низкочастотная (11–13 гц) отраженная волна, кажущаяся скоростью которой в упомянутых интервалах уменьшается (6,8–6,6 км).

Как для первой, так и для второй преломленных волн средняя скорость определялась по их начальной точке и по точке пересечения годографов, а также по годографам их отраженных составляющих. Годографы взаимно увязываются. Следует отметить, что из ПВ 1249 профиля ГСЗ Карабекаул-Койташ вблизи ПК800 на глубине 13,5–14,0 км была также выделена граница с мантийной скоростью 7,85 км/с вблизи Бешкентского прогиба.

2. Наличие еще одной преломляющей границы с мантийной скоростью 8,35 км/с (рис. 1), зарегистрированной из ПВ 95 и ПВ – 28,4 с одного и того же пикета 586 (профиль ГСЗ Фараб-Тамдыбулак). Здесь на глубинах 21–19 км был выделен ранее субокеанический тип коры [3].

Литература

1. Зуннунов Ф.Х., Эргешев Т.Э., Шманенко Ю.С. «Особенности строения земной коры и верхней мантии Узбекистана», Узб. геол. журнал, 1973, №3. С. 14–19.
2. Бабаджанов Т.Л., Рубо В.В., Абетов А.Е., Рзаева В.А. Особенности строения промежуточного структурного этажа Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области по сейсмическим данным // Узб. геол. журнал, 1994, №2. С. 65–71.
3. Эргешев Т.Э. Субокеанический тип коры в Чарджоуской ступени // Узб. геол. журнал, 1995, №2. С. 8–13.

Ю.М. Эринчек, Е.Д. Мильштейн, О.Г. Салтыков
Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия.

Глубинное строение районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе

Глубинное строение районов проявления кимберлитового магматизма изучалось на основе созданной авторами **объемной модели Земной коры Сибирской платформы** [4]. Для ее создания использованы об-

ширные материалы ГСЗ, МТЗ, гравиметрические и магнитные карты, опубликованные сводки по тепловому потоку, данные бурения, материалы по тектонике, магматизму, геологическому строению осадочного чехла и фундамента, содержащиеся в специализированных картах, публикациях и отчетах.

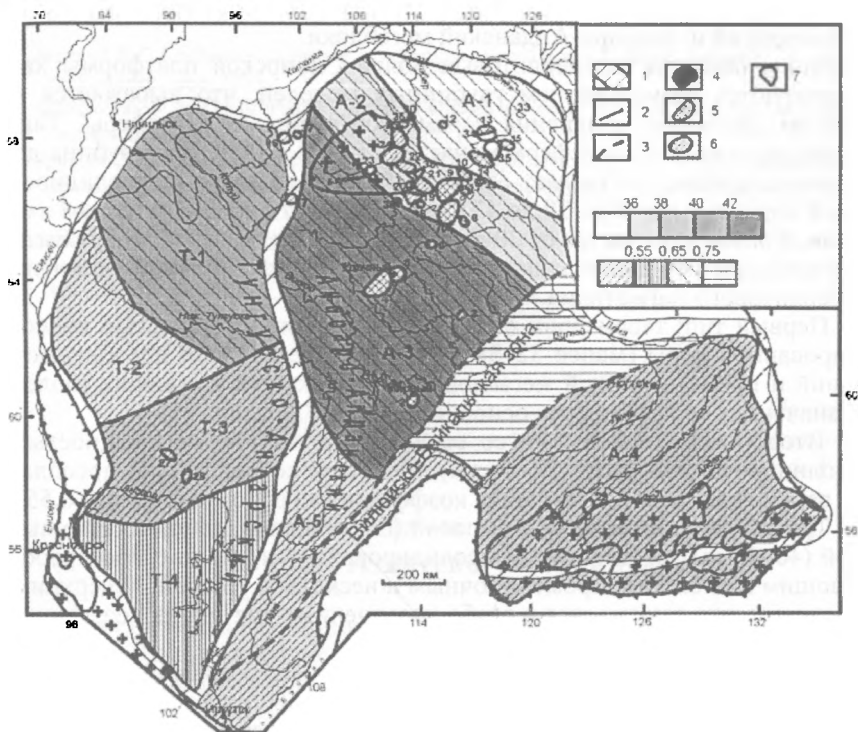
Объемная модель глубинного строения Сибирской платформы представляет собой комплект взаимодополняющих друг друга схем пространственного положения границ раздела и скоростных параметров толщ, отражающих структурно-вещественные особенности крупных блоков платформы. Модель консолидированной коры и верхней мантии включает, десять основных элементов (схем) и пять производных элементов, полученных путем вычисления из комбинации основных. «Свертка» всей совокупности этой информации реализована в виде схемы блокового строения земной коры Сибирской платформы (рисунок).

В пределах внутренней области платформы выделено два мегаблока – Анабаро-Алданский и Тунгусско-Ангарский. В свою очередь, каждый из них подразделяется на макроблоки. Помимо различных блоков, установлена крупная линейная структура, названная нами Вилюйско-Байкальской наложенной зоной.

В основу **оконтуривания кимберлитовых полей** и их дальнейшей систематизации в первую очередь был положен возрастной принцип. Помимо этого при выделении групп полей учитывались степень алмазности и их взаимное пространственное и геолого-структурное положения. В пределах Сибирской алмазносной провинции (древней Сибирской платформы) нами выделено 37 кимберлитовых полей (см. рисунок), которые, в соответствии с принятым подходом, объединены в восемь групп, относящихся к четырем возрастам внедрения [2]: группа R – познепротерозойское слабоалмазносное поле (№ 1), А – среднепалеозойские высокоалмазносные поля (№ 2–6), В – слабонеалмазносные среднепалеозойские поля (№№ 7–16, 39), С – слабонеалмазносные раннемезозойские поля (№№ 16, 17, 37) D – слабонеалмазносные раннемезозойские поля (№№ 18–26, 36, 38), Е – неалмазносные раннемезозойские поля (№№ 27, 28), F – неалмазносное раннемезозойское поле (№ 29), G – позднемезозойские неалмазносные поля (№№30, 33–35).

Группы кимберлитовых полей распределяются крайне неравномерно по отношению к выделенным в пределах Сибирской платформы мега- и макроблокам (см. рисунок). Основная часть полей (32 поля) находится в Анабаро-Алданском мегаблоке и лишь группа Е находится в Тунгусско-Ангарском мегаблоке (Подкаменный макроблок). Особое положение занимают поля группы R и С: они находятся в крупных шовных зонах на границах мегаблоков.

В макроблоках Анабаро-Алданского мегаблока поля распределяются следующим образом. В пределах самого северного Оленекского макроблока расположены четыре позднемезозойских поля группы G и ряд среднепалеозойских полей (№№ 12–15) группы В. Подавляющее боль-



Положение кимберлитовых полей в блоковой структуре Сибирской платформы

1–3 – границы: 1 – геоблоков, 2 – границы мегаблоков, 3 – границы наложенной зоны; 4–7 – кимберлитовые поля: позднепротерозойского (4), среднепалеозойского (5), раннемезозойского (6), позднемезозойского (7) возрастов; шкала средней мощности консолидированной коры, км; шкала средних значений коэффициента основности

шинство полей (16 полей) находится в Маакском макроблоке: пять среднепалеозойских полей группы В (№№ 7–11) и все 11 раннемезозойских поля группы D. Все пять высокоалмазонасных кимберлитовых поля (группа А) расположены в пределах Центрально макроблока. На территории Алданского макроблока известно одно раннемезозойское кимберлитовое поле (группа F).

Группа R, представленная единственным рифейским кимберлитовым полем (№1), находится в краевой части платформы в зоне сочленения Гутарского щита с Иркутской моноклизой и Саянской складчатой областью.

Группа С, в которую входят три раннемезозойских кимберлитовых

поля (№№ 16, 17, 37), расположена в шовной зоне, разделяющей Тунгуско-Ангарский и Анабаро-Алданский мегаблоки.

Районы развития кимберлитовых полей Сибирской платформы характеризуются разнообразием глубинных моделей, что выражается в широком диапазоне изменения параметров строения литосферы. Так, уровень залегания астеносферы меняется от -100 до -230 км, глубина до поверхности Мохо составляет от 36 до 50 км, мощность консолидированной коры варьирует от 32 до 47 км, а осадочного чехла – от 0 до 8 км, тепловой поток изменяется от 20 до 40 мВт/м². Тем не менее, могут быть выделены три основных типа глубинных моделей областей развития кимберлитового магматизма.

– Первый тип: территории с относительно малой мощностью консолидированной коры (менее 32–38 км), в составе которой преобладают нижний и промежуточный мегаслои, что выражается в высоких (более 0,7) значениях коэффициента основности по Н.Г.Берлянд [1].

– Второй тип: территории со средней для платформы мощностью консолидированной коры (38–40 км), в составе которой резко преобладает верхний мегаслой, а значения коэффициента основности ниже 0,55.

– Третий тип: территории с высокой (более 40 км), до аномально высокой (46–48 км) мощностью консолидированной коры со слабо преобладающим в ее составе промежуточным и несколько ущербным верхним мегаслоями, что выражается в слабо повышенных значениях коэффициента основности (0,7–0,75).

Первый тип характерен для неалмазоносных–слабоалмазоносных полей севера платформы (группы С, D, В, G); второй тип – для полей южных частей платформы с той же степенью алмазоносности (группы R, E, F); а третий – для высокоалмазоносных полей центральных частей (группа А). Наличие нескольких типов моделей глубинного строения, характеризующих территории развития кимберлитового магматизма, указывает на различия геодинамических режимов, определявших историю их развития.

Строение блока, в пределах которого расположены алмазоносные–высоко алмазоносные кимберлиты, объясняется преимущественными режимами, существовавшими на данной территории в ходе ее развития. Консолидация фундамента блока завершилась в архейское время. В ходе дальнейшего развития на этой территории преобладали спокойные тектонические условия, единожды нарушенные режимом слабого растяжения в среднепалеозойский период [3]. Появление такого режима вызвано развитием Вилуйско-Патомского палеорифта в непосредственной близости от этого блока. Именно рифтогенез явился причиной образования и подъема глубинной кимберлитовой магмы, а специфическое строение коры Центрального макроблока способствовало сохранности ксенокристов алмазов и образованию промышленных месторождений.

Литература

1. Берлянд Н.Г. Глубинное строение и эволюция земной коры Урала // Автореф. ... дис. д-ра геол.-минер. наук. 1995.
2. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск, 1984. 128 с.
3. Эринчек Э.М., Мильштейн Е.Д., Колесник Н.Н. Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитовых полей на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 209–228.
4. Erinchek Yu.M., Milshtein E.D., Kolesnic N.N., Salykov O.G. The deep structure of diamondiferous kimberlite areas of the Siberian platform // Mineral Deposits: Research and Exploration Where do They Meet? Rotterdam: A.A.Balkema, 1997. P. 763–766.

Г.П. Яроцкий

*Камчатский государственный педагогический университет,
г. Петропавловск-Камчатский, Россия*

Геолого-геофизическая модель Японо-Камчатской окраины Азиатского континента

Новая гипотеза глубинного строения земной коры участка окраины – Корякско-Камчатского региона – высказана автором в 1973 г. на основе анализа гравитационного и магнитного полей. Имевшиеся данные по магматизму, полезным ископаемым, сейсмологии позволили сформулировать приближенную геологическую модель и постулировать исключительную роль поперечных дислокаций в развитии региона. Последующие исследования автора (1974–1988 гг.), широкие региональные и крупномасштабные геологические и геофизические съемки, другие материалы углубили доказательства гипотезы, расширили ее содержание, позволили сформулировать концепцию глыбо-клавишной структуры коры на разных уровнях организации ее вещества, и благодаря выявлению системы региональных минерагенических факторов установить причинно-следственную связь минерагении и тектонических структур. Итогом дальнейшей разработки концепции стал авторский прогноз потенциально рудоносных таксонов (районов, узлов, полей) на ряде площадей региона.

Методология автора основана на примате геофизических полей, как предмета исследования, перед геологическими ввиду их важнейшего преимущества – равномерности сети изучения объекта, т.е. независимостью от степени геологической обнаженности. Используются наблюдательные поля и трансформации (осреднение, пересчеты на высоту, производные) с построением статистических моделей. К их истолкованию привлекались данные МТЗ, сейсмологии, морфоструктурного анализа рельефа, морских геофизических съемок и после, получения физической

модели, привлекался и фактический геологический материал. Такой подход освобождал исследование от гнета многочисленных геологических схем и догм и давал новое качество.

Тектонический облик региона создают продольные вулканические пояса (с запада на восток): Охотско-Чукотский (ОЧВП) и Западно-, Центрально-, Восточно-Камчатские (соответственно, ЗКВП, ЦКВП, ВКВП) и разделяющие их структуры, в формировании которых определяющая роль отводится разными исследователями продольным разломам (соскладчатым, формационным, внутриформационным и др.) разной глубины заложения. Геофизические поля отражают в общем виде их простираие и положение. Вместе с тем, был известен по геологическим данным и ряд поперечных структур, число которых с 80-х годов стремительно пополняется по мере расширения и детализации исследований.

Глыбово-клавишная структура земной коры региона сформирована серией поперечных – через всю сушу – дислокаций – глубинных разломов, названных автором «алеутскими» и выделенных первоначально как система только на базе геофизических данных по широкому набору индикационных признаков. Их простираие – 310–330°, расположение по оси региона, примерно, через 45–150 км, ширина индикационных аномалий 5–20 км. Они прослежены в прилегающих акваториях, мезозоидах Северо-Востока (там некоторые переходят в продольные, соскладчатые).

Разломы расчленяют продольные региональные структуры коры на звенья, испытывавшие в своем развитии определенные отклонения от сопредельных в силу нахождения в различных геодинамических режимах. Поперечные ограничения звеньев ярко отражены в конфигурации восточных морских побережий закономерным чередованием заливов и полуостровов. На западном побережье это проявлено слабее, но хорошо видно в выступах мысов Омгон и Утхолокский и в батиметрии прилегающей акватории с сопредельными заливами, которые на юго-востоке коррелируются с п-овом Кроноцким и сопредельными Камчатским и Кроноцким заливами. Этот классический геоморфологический феномен характерен и для побережий Японии, Курильских островов, Чукотки. И там сохраняется периодичность (симметрия подобия) в плановом расположении алеутских разломов и закономерность чередования одинаковых геоморфологических форм побережий – в целом на протяжении четверти дуги меридиана.

Продольная (петрохимическая, минерагеническая, геофизическая) зональность, созданная поперечными разломами-структурами, подтверждается большим числом хорошо и мало известных фактов, отраженных на «Геологической карте Камчатской области» (1976 г.), в 70–80 годах подтвержденных и выявленных съемками среднего масштаба и приведенных на «Карте полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500000» (1999 г.). Остановимся на наиболее ярких из них (с юга на север): закартированные поперечные разломы, швы и поперечные струк-

туры разного возраста; локализация: металлогенических зон складчатого основания и наложенных разновозрастных металлогенных зон металлогенических провинций; 17 рудных и рудно-россыпных известных районов; минерализации эоценового возраста на восточных окончаниях воздымающихся глыб-полуостровах; выделенных автором в пределах глыб восьми районов Hg, Pt, Cr, углей; районированием геофизических полей, выполненным автором.

Представляется следующая схема движений сопредельных глыб к равновесию. Под воздействием глубинных процессов в сейсмофокальной зоне на поверхности воздымающейся глыбы-клина («выдаваемой» вверх) и отраженной полуостровами, изливаются, а в ее кору – внедряются высокоплотные массы глубинных пород. Воздымание глыбы замедляется, начинается снос материала в сопредельные глыбы-трапеции – отраженные заливами, вес глыб уравнивается, но вулканизм нового этапа начинает проявляться уже в погружающейся глыбе: сквозь ее кору и по разломам-ограничениям глубинный материал выжимается к поверхности – разрез насыщается высокоплотными породами и глыба еще более интенсивно погружается, – изостатическое равновесие нарушается. Нарушение равновесия «включает» механизм торможения в виде интенсификации вулканизма в сопредельных поднятых глыбах. Опять начинается процесс их «утяжеления», и воздымающий клин поднятой глыбы вновь замедляет движение. Через определенное время равновесия процесс повторяется. Так постоянно формируется кора с различными соотношениями мощности слоев и плотности их пород, разным геохимическим составом. При этом разломы-ограничения глыб и внутриглыбовые разломы разной глубины заложения постоянно играют роль геохимических барьеров. Извержения четвертичных вулканов Ичинского, Хангра (?), Ключевского, Большого Толбачинского представляются реакцией на нарушение равновесия и служат компенсационным механизмом возвращения сопредельных глыб к равновесию.

Свидетельствами существования субвертикальных границ разреза, собственно глыб и их движений, кроме материалов районирования геофизических полей, являются: данные нивелировок земной поверхности; морская фауна в отложениях Восточных полуостровов; установление по сейсмологическим данным СЗ зон нестабильности поля геодинамических напряжений, рассматриваемых как границы однородно напряженных и деформированных блоков литосферы; анализ сейсмичности в субмеридиальном разрезе коры; локализация в пределах юго-восточных продолжений глыб в акватории Тихого океана и Берингова моря аномалий гравитационного и магнитного полей, теплового потока; распределение гипоцентров землетрясений. Следствием геодинамического механизма регулирования строительства земной коры является локализация геохимически и петрохимически специализированных комплексов на отдельных площадях, нигде более не выделяемых.

Внутреннее строение глыб по этажам коры и в продольном их разрезе

зе (СЗ) тектонически неоднородно. Глыба включает отдельные звенья продольных северо-восточных региональных структур, и если присвоить продольной структуре (вулканическому поясу, основанию) цвет, то он будет характерен для всей ее длины; для другой структуры – то же, но другого цвета и т.д., и таким образом в продольном сечении глыбы звенья продольных структур разного цвета создадут своеобразный набор разноцветных блоков. Блоки в этом направлении очевидно залегают на разных глубинах, представляясь на поверхности разновозрастными и разносоставными комплексами, т.е., глыбы-клинья и глыбы-трапеции имеют в своем разрезе локальные горсты и грабены, создающие линейно-блоковую структуру.

В конечном счете, каждая глыба слагается серией субпараллельных по всей длине глыб линейных разноамплитудных горстов, разделяемых серией разноамплитудных грабенов северо-западного простирания. Размеры глыб и блоков в линейных структурах, разломы-расстояния между ними зависят, в принципе, от мощности структурного этажа, которому они принадлежат. Релаксация геодинамических напряжений в геологических телах происходит по законам механики деформации твердого тела и зависит от длины и толщины деформируемого тела. Ввиду конечности размеров тел (слой коры, глыба, блок, пласт и др.), волны напряжений – механических колебаний – в них интерферируют. Возникают зоны пучности стоячих волн – разломов, разделяемые зонами стоячих волн – монолитов. Расстояние между разломами определяется мощностью деформируемого тела, и при постоянной конечной мощности они располагаются согласно классической симметрии, а при изменяющейся – согласно симметрии подобия. В регионе расстояния между алеутскими межглыбовыми разломами сообразны мощности земной коры, определенной геофизическими методами, и отражают симметрию подобия, что является следствием переменной мощности деформируемой коры.

Кора на Камчатке максимальна (36–38 км) в глыбе-трапеции Кроноцкого залива, сокращаясь к югу и северу (до 18–16 км) и резко увеличивается до 45–48 км к северу от 60°с.ш.

Площадные размеры известных районов и выделенных автором еще нескольких потенциальных определяются расстоянием между межглыбовыми разломами и шириной рудовмещающей толщи, локализованной между этими разломами, и являются предельными и дискретными: 4–7,5 тыс. кв. км. В них – узлы (400–250 кв. км) и поля (70–40 кв. км).

Приведенная схема окраины при современных геологической и геофизической изученности, геоинформационных технологиях позволяет камеральным путем определить потенциальные рудные районы, узлы, поля и месторождения.

Содержание

<i>Милиц М.В., Ступак В.М.</i> Природа сейсмических отражений в кристаллической коре: сейсмическое моделирование с использованием материалов Кольской СГС	3
<i>Мишин Н.И., Степина З.А.</i> Геологические критерии глубинности образования геофизических и тектонических границ в земной коре и верхней мантии	7
<i>Мишкин М.А., Вовна Г.М.</i> Ранняя кора земли. Модель формирования	10
<i>Моралев В.М., Балувев А.С., Васильева Т.И., Самсонов М.Д.</i> Тектоническое положение и геофизические поля Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря)	15
<i>Муравьев В.В., Краснопецева Г.В.</i> Геометрика структурного плана Волго-Урала	18
<i>Мусалимов Т.Х.</i> Схема исследований по конструированию одномерных петрогеофизических моделей	21
<i>Мусатов Е.Е.†</i> Неотектонический анализ мощностей осадочного чехла Баренцево-Карской материковой окраины	24
<i>Мусатов Ю.Е.</i> К проблеме орогении и горообразования	28
<i>Мусатов Ю.Е., Мусатов Е.Е.</i> Неотектоника Беломорского шельфа и смежных областей	32
<i>Мясников О.В.</i> Энергетическая модель развития платформенной грабеновой структуры	35
<i>Наливкина Э.Б.</i> Модель глубинного строения древней коры континентов	39
<i>Нахтигаль Г.П., Сериков Л.И., Рапопорт М.С.</i> Тектонические элементы литосферы Северо-Западной и Центральной Азии	41
<i>Некрасов А.И., Поспелов И.И.</i> Особенности постколлизийного этапа развития Верхояно-Колымской складчатой области	44
<i>Некрасов А.И., Поспелов И.И.</i> Особенности структуры базит-ультрабазитового пояса Черского (Восточная Якутия)	47
<i>Никишин А.М.</i> Внутриплитная тектоника: тектонические обстановки и геодинамика	52
<i>Николаев А.В.</i> Наведенная сейсмичность как проявление тонкой структуры современной геодинамики	55
<i>Николаев В.А.</i> Геодинамическое районирование Восточно-Европейской платформы для новейшего тектонического этапа	56
<i>Николаев В.А.</i> Унаследованность в развитии структуры Восточно-Европейской платформы	59
<i>Николаев В.Г.</i> Сейсмические отражения в консолидированной континентальной земной коре и их возраст	63
<i>Николаев В.Г., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Ковахуто А.М.</i> Разрывная тектоника Московской синеклизы	66

<i>Никонов А.А.</i> Финский залив – рифтогенная структура?!!	70
<i>Новиков И.С.</i> Модель новейшей активизации мобильной зоны Алтая в обстановке общего горизонтального сжатия по структурно-геологическим, морфотектоническим и геофизическим данным	74
<i>Новоселов С.В., Сизых В.И.</i> Строение зоны сочленения Сибирской платформы с Восточным Саяном по геолого-геофизическим данным	78
<i>Ольнева Т.В.</i> Инверсионные структуры авлакогенов по данным интерпретации сейсмических материалов региональных профилей	80
<i>Павленкова Г.А.</i> Структура литосферы Тимано-Печорской плиты и Полярного Урала	82
<i>Павленкова Н.И.</i> Природа сейсмической расслоенности литосферы	85
<i>Павлов А.В.</i> Северный Ледовитый океан: геологическое строение и происхождение	89
<i>Печенкин И.Г.</i> Роль новейших геодинамических процессов при гидрогенном рудообразовании в Центральной Азии	91
<i>Пискунов Б. Н.</i> Природа поднятия Малой Курильской гряды по петрогеохимическим и сейсмическим данным	95
<i>Плотникова Л.М., Зотагина М.А.</i> Оценка глубины разломов по данным геофизических исследований (Западный Узбекистан)	99
<i>Подурушин В.Ф., Недашковская О.В.</i> Геодинамика Западной Сибири и смежных регионов в поздней перми – кайнозой	101
<i>Полетаев А.И.</i> Сдвигово-ротационная мотивация структурной эволюции Земли	104
<i>Полякова Т.Н.</i> Известково-силикатные породы Тим-Ястребовской раннепротерозойской структуры Воронежского кристаллического массива (ВКМ): фазовые равновесия и условия метаморфизма	107
<i>Пуринг В.В., Румянцев Н.Н.</i> Районирование территории Дальнего Востока и прилегающих частей Восточной Сибири по особенностям гравитационного поля	111
<i>Пчелинцев С.В.</i> Роль и место сдвиговых деформаций в тектонической истории Южного Урала (на примере района г. Миасс)	115
<i>Расулов А.Т.</i> Характер складчатости отложений рифея на Южном Урале	118
<i>Ребецкий Ю.Л., Арефьев С.С., Лукк А.А.</i> Реконструкция фокальных механизмов по данным о поляризации поперечных волн	119
<i>Ребецкий Ю.Л., Романюк Т.В.</i> Тектоника и напряжения Андийской субдукционной зоны вдоль 21° ю.ш.	123
<i>Реутин Ю.В.</i> Геолого-тектоническая и металлогеническая интерпретация сейсмотомографических, гравиметрических и магнитометрических данных по Центральному Забайкалью	127
<i>Рогожин Е.А., Коновалов Ю.Ф., Золотов Е.Е., Ковачев С.В., Иогансон Л.И.</i> Глубинное строение переходной зоны между Аравийской плитой и Складчатым Загросом по результатам геофизических исследований	129

<i>Рогожин Е.А., Юнга С.Л., Иогансон Л.И.</i> Геодинамика и сейсмоструктура переходной зоны от Аравийской платформы к складчатой системе Загроса	131
<i>Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П.</i> Глубинное строение осадочных впадин окраинных морей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану	135
<i>Романько А.Е., Савичев А.Т., Шилов В.Н., Ефремова Л.Б.</i> Некоторые особенности андезитового магнезиального образования в конвергентных зонах	139
<i>Романюк Т.В.</i> Геофизическая модель Андийской субдукционной зоны вдоль 21° ю.ш.	141
<i>Ромашов А.Н.</i> Общая модель образования и развития внешних геосфер .	146
<i>Руженцев С.В., Кузнецов Н.Б., Карякин Ю.В., Глушаков Д.А., Дорохов Н.С., Степанова М.М.</i> «Фациальные» покровы в структуре Южного Урала	149
<i>Рыжский Б.П., Начапкин Н.И.</i> О связи внутриплитной сейсмичности Африки с аномалиями гравитационного поля	153
<i>Рязанцев А.В.</i> Послепалеозойские дислокации и основные структуры Урало-Монгольского пояса	154
<i>Савко А.Д., Родыгин А.В., Шевырев Л.Т.</i> Прогнозируемые кимберлитовые подрайоны Воронежской антеклизы по геофизическим и геологическим данным	159
<i>Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Иванов Д.А.</i> Влияние конседиментационных структур на формирование полезных ископаемых (на примере Воронежской антеклизы)	163
<i>Савко К.А., Поскрякова М.В.</i> Метаморфизм раннепротерозойской железистой формации Михайловского железорудного района Курской магнитной аномалии (КМА)	166
<i>Саньков В.А., Леви К.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Парфеевец А.В., Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Девершер Ж., Кале Э., Пети-Мариани К., Амаржаргал С., Дельво Д.</i> Современная геодинамика Монголо-Сибирского подвижного пояса по данным геологических и инструментальных исследований	170
<i>Сахно В.Г., Моисеенко В.Г.</i> Плюмовый вулканизм и геодинамический режим Амурского кратона	174
<i>Свяжжина И.А., Петров Г.А., Мезенина З.С.</i> Некоторые особенности палеозойской тектоники Урала по палеомагнитным и геологическим данным	177
<i>Сегалович В.И., Нахтигаль Г.П.</i> Тектоническая модель Урала по данным сверхглубокого бурения и геофизического просвечивания	179
<i>Сегаль Ю.З., Казачихин В.А., Соколова Е.В.</i> Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала (по данным регионального Михайловского профиля)	182
<i>Селиверстов К. В., Гесь М. Д.</i> Петрохимические особенности магматитов и основные кинематические параметры среднекаменноугольной-раннепермской субдукции Туркестанского палеоокеана	186

<i>Серебренников С.П., Джурик В.И., Басов А.Д.</i> Результаты геологического и геофизического изучения Чина-Вакатского разлома (хребет Удокан)	190
<i>Сизых В.И., Семенов Р.М., Павленов В.А.</i> Тектоника сейсмоактивных зон литосферы Лавразийского сегмента	192
<i>Сковитина Т.М.</i> Блоковая делимость приповерхностных частей земной коры восточного борта Байкальского рифта	195
<i>Славинский В.В.</i> Характеристика подлитосферной конвекции на основе измерений астеносферного теплового потока	198
<i>Соколов В.Б.</i> Новая концепция межплитной и внутриплитной тектоники (по результатам исследований на геотраверсе ГРАНИТ)	201
<i>Старосельцев В.С., Кузнецов В.Л., Дивина Т.А., Марков В.М., Титаренко В.В.</i> Строение северо-запада Сибирской платформы с учетом результатов сейсмотомографии	204
<i>Стогний В.В., Стогний Г.А., Бабкина Т.Г.</i> Гравитационное поле Верхояно-Колымской орогенной области как индикатор геодинамических обстановок и критерий золотого оруденения	207
<i>Сурков В.С., Кузнецов В.Л., Лотышев В.И.</i> Структура литосферы Западно-Сибирской плиты	210
<i>Сурков В.С., Смирнов Л.В.</i> Строение фундамента Западно-Сибирской плиты	214
<i>Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И.</i> Особенности строения и природа основных структур Западно-Филиппинской котловины (Филиппинское море)	217
<i>Татаринов В.Н.</i> Пространственно-временные закономерности формирования полей напряжений в зонах влияния тектонических структур	221
<i>Тверитинова Т.Ю.</i> Соотношение региональных тектонических и локальных вулканических структур различного порядка в районе вулкана Эльбрус (Центральный Кавказ)	224
<i>Тевелев Ал.В.</i> Широтные транспрессивные зоны Южного Урала (Восточно-Уральский мегаблок)	227
<i>Тевелев Арк. В.</i> Группы новейших литосферных сдвигов	231
<i>Тимонин Н.И.</i> Тектоника Пай-Хоя по данным геофизических исследований	234
<i>Тишкин Б.М., Абрамов В.А.</i> Квантово-геодинамическое моделирование геолого-геофизических структур	237
<i>Трегуб А.И., Великанов А.А.</i> Разломы в осадочном чехле платформ по геолого-геофизическим данным (на примере Воронежской антеклизы)	240
<i>Трифонов В.Г.</i> Хронологическая связь тектонических и климатических событий позднего кайнозоя	242
<i>Тучкова М.И., Маркевич П.В., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Копорулин В.И.</i> Реконструкция мелового бассейна Пенжинской губы	245

<i>Углов Б.Д.</i> Тектоническое строение и металлогения океанской литосферы, отраженная в картах Геолого-геофизического атласа Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского геотраверзов	249
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Регулярность в структуре тектонического рельефа переходной зоны от континента к океану в Восточной Азии	252
<i>Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А.</i> Тункинский рифт как особенный элемент рьяда континентальных рифтов	254
<i>Фатеев Г.Д., Арестов Ю.А.</i> Топологические модели эпибайкальской авлакогенной геодинамической системы Восточно-Европейской платформы	256
<i>Федоровский В.С., Скляров Е.В., Склярова О.А.</i> Соотношения палеозойской и кайнозойской сдвиговых систем в Ольхонском регионе Западного Прибайкалья	260
<i>Федотова Ю.В.</i> Анализ типов механизмов очагов техногенных землетрясений Хибинского и Ловозерского массивов	264
<i>Филатова Н.И.</i> Связь кайнозойского вулканизма окраинно-континентальных зон растяжения Евразии с тектономагматическими событиями в Тихом океане (петролого-сейсмотомографические данные)	268
<i>Филатов В.П.</i> Механизм формирования окраинных морей на примере Японского моря	271
<i>Филоненко В.П.</i> Структура земной коры Охотоморского региона	274
<i>Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Соловьев Е.Э.</i> Транспрессионные структуры Верхояно-Колымской орогенной области	277
<i>Хаин В.Е.</i> Глобальная геодинамика: новые успехи, старые и новые проблемы	279
<i>Харахинов В.В.</i> Новые данные о структуре доюрского основания Западно-Сибирской плиты в связи с прогнозом его нефтегазоносности	281
<i>Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Андреева Н.К., Воронцов А.К., Каграманян Н.А., Певзнер Л.А., Сычкин Н.И., Коновальцев Ю.Б., Филин С.И.</i> Новые данные о рифее и нижнем венде в Центральной части Восточно-Европейской платформы (результаты комплексных исследований)	285
<i>Худолей А.К., Серкина Г.Г.</i> Раннепалеозойский рифтогенез восточной окраины Сибирской платформы: сравнение геологических данных и кривых тектонического погружения дна бассейна	288
<i>Цыганов В.И.</i> Интерференционно-дифракционные структуры и явление сверхпроводимости	291
<i>Цыганов В.И.</i> Интерференционно-дифракционные структуры Центрально-Алданского района	293
<i>Чамов Н.П., Костылева В.В.</i> Строение и механизм формирования Среднерусского авлакогена	294
<i>Чернышов Н.М., Надежка Л.И., Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Великанов А.А., Дубянский А.И.</i> Глубинное строение Воронежского кристаллического массива по данным ГСЗ: геодинамические следствия	298
<i>Чернышов Н.М., Ненахов В.М.</i> Структура, эволюция геодинамических режимов и минерации Воронежского кристаллического массива	301

<i>Чистяков Д.Н., Гурьев Г.А., Егоров А.С.</i> Шапшальско-Хангайский разлом как тектонотип современного сдвига	306
<i>Шатров В. П.</i> Сопоставление результатов геологических и геофизических исследований структуры Северо-Уральского бокситового бассейна	308
<i>Шатров В.П.</i> Тектоническая структура северной части Тагильского прогиба по геологическим и геофизическим данным	312
<i>Шашорин Б.Н., Фоменко А.Е., Афанасьева Р.Н.</i> Модель глубинного строения Сарматского кратона по результатам гравиметрического «зондирования» земной коры	316
<i>Шеремет О.Г.</i> Численное и аналитическое моделирование гравимагнитных полей для изучения глубинных структур коры и перспектив нефтегазоносности	319
<i>Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В.</i> Разломная тектоника Байкальской рифтовой зоны и современная деструкция ее литосферы по сейсмологическим данным	323
<i>Шипилов Э.В.</i> Геодинамика генераций позднемезозойско–кайнозойского океанообразования Арктики в свете геолого-геофизических данных о строении ее континентальных окраин: новые идеи	327
<i>Шипилов Э.В.</i> Эпохи рифтогенеза в эволюции Западно-Арктической континентальной окраины Евразии и ее осадочных бассейнов (по результатам геолого-геофизических исследований)	332
<i>Шкодзинский В.С.</i> Происхождение и эволюция континентальной коры и литосферы (модель глобального магматического фракционирования)	336
<i>Шкодзинский В.С., Копылова А.Г.</i> Желваки самородного железа в базитах – материал ядра, вынесенный нижнемантийными плюмами	339
<i>Шмонов Г.А.</i> Еще раз о магнитных полюсах, палеомагнитных исследованиях и тектонике литосферных плит	342
<i>Шолохов В.В., Никонов А.А.</i> Амударьинский разлом на новейшем этапе	347
<i>Шубик Б.М., Николаев А.В.</i> Методы сейсмических исследований, основанные на принципах эмиссионной томографии	349
<i>Щукин Ю.К.</i> Вопросы платформенной сеймотектоники	352
<i>Эз В.В.</i> Математика и физика в современной тектонике	357
<i>Эргешев Т.Э., Нуртаев Б.С., Бисенова А.Т.</i> Опорная сейсмическая граница с близмантийной скоростью в верхней коре Каракуль-Бешкентского прогиба	361
<i>Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Салтыков О.Г.</i> Глубинное строение районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе	363
<i>Яроцкий Г.П.</i> Геолого-геофизическая модель Японо-Камчатской окраины Азиатского континента	367