

Куренков

ISSN 0016-853X

Номер 4

Июль - Август 2000



# ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор  
Ю.М. Пуцаровский



<http://www.maik.rssi.ru>

Журнал основан в январе 1965 года.  
Выходит 6 раз в год.



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 4 2000 Июль–Август

Основан в 1965 г.  
Выходит 6 раз в год  
ISSN: 0016-853x

*Главный редактор*  
Ю.М. Пуцаровский

*Заместитель главного редактора*  
А.А. Моссаковский

*Ответственный секретарь*  
В.С. Буртман

## Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), А.Л. Книппер,  
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,  
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев,  
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо, **А.Л. Яншин**

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

*Yu.M. Pushcharovsky – Editor*  
*A.A. Mossakovsky – Coeditor*  
*V.S. Burtman – Secretary*

## Editorial board

Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), R.G. Coleman (USA),  
K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko,  
N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyev,  
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, **A.L. Yanshin**

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

*Postmaster:* "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.

*Зав. редакцией* М.Н. Шуплецова

*Научные редакторы* Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков

*Адрес редакции:* 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН  
Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

*Адрес издателя:* 117864, Москва, ул. Профсоюзная, 90

Москва  
Издательство "Наука"  
Международная академическая  
издательская компания "Наука/Интерпериодика"

---

© Российская академия наук.  
Отделение геологии, геофизики,  
геохимии и горных наук РАН.  
Геологический институт, 2000 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 4, 2000

---

---

Тектоносфера Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли на больших глубинах <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
Геодинамическая модель формирования позднеархейских- раннепротерозойских структур Воронежского массива <i>В. А. Буш, Ю. Н. Ермаков, Л. Н. Уйманова</i>	14
Новейшие разрывные нарушения в области сочленения Южного и Среднего Урала <i>Д. М. Бачманов, А. А. Рассказов</i>	25
Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана <i>А. М. Курчавов, М. С. Гранкин, Е. Г. Мальченко, В. И. Жуковский, Б. С. Хамзин, А. К. Мазуров, С. Х. Хамза</i>	32
Сейсмичность и современные границы плит и блоков Северо-Восточной Азии <i>В. С. Имаев, Л. П. Имаева, Б. М. Козьмин, Л. В. Гунбина, К. Макки, К. Фуджита</i>	44
Структурообразующие факторы в истории геологического развития тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) <i>С. Г. Сколотнев</i>	52
Глубинное строение и возможная природа подводной горы Эратосфен (Восточное Средиземноморье) <i>С. М. Зверев, Д. А. Ильинский</i>	67
Кинематика разрывных нарушений в слоистых толщах: метод анализа структур срезания слоистости <i>А. В. Соловьев, М. Т. Брэндон</i>	85

---

---

# Contents

---

---

## No. 4, 2000

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka / Interperiodica" (Russia). *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

---

---

<b>The Tectonosphere of the Earth's Indian-Atlantic and Pacific Segments at Great Depths</b> <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	3
<b>A Geodynamic Evolution Model for the Late Archean-Early Proterozoic Structures in the Voronezh Crystalline Massif</b> <i>V. A. Bush, Yu. N. Yermakov, and L. N. Uimanova</i>	14
<b>Recent Faults in the Junction Area between the Southern and Central Urals</b> <i>D. M. Bachmanov and A. A. Rasskazov</i>	25
<b>Zoning, Segmentation, and Paleogeodynamics of the Devonian Volcanic Belt in Central Kazakhstan</b> <i>A. M. Kurchavov, M. S. Grankin, E. G. Mal'chenko, V. I. Zhukovskii, B. S. Khamzin, A. K. Mazurov, and S. Kh. Khamza</i>	32
<b>Seismicity and Present-Day Boundaries of Plates and Blocks in Northeast Asia</b> <i>V. S. Imaev, L. P. Imaeva, B. M. Koz'min, L. V. Gunbina, K. Mackey, and K. Fujita</i>	44
<b>Structural Evolution of the Bouvet Triple Junction (South Atlantic)</b> <i>S. G. Skolotnev</i>	52
<b>Deep Structure and Inferred Origin of the Eratosthenes Seamount (Eastern Mediterranean)</b> <i>S. M. Zverev and D. A. Il'inskii</i>	67
<b>Cutoff Method for Kinematic Analysis of Faults in Bedded Sequences</b> <i>A. V. Solov'ev and M. T. Brandon</i>	85

---

---

УДК 551.242

## ТЕКТОНОСФЕРА ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТОВ ЗЕМЛИ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

© 2000 г. Ю. М. Пуцаровский

*Геологический институт РАН, Москва, Пыжевский пер., д. 7*

Поступила в редакцию 11.01.2000 г.

В основе статьи лежит анализ сейсмотомографических карт для больших глубин мантии. Сопоставлены две колонны карт, одна из которых характеризует Индо-Атлантический [19], а другая – Тихоокеанский [25] тектонические сегменты Земли. В их глубинном строении имеется большое различие. Показано, что крупнейшие Тихоокеанский и Атлантический плюмы разнятся не только по масштабам, но и по времени образования, а также по истории и направленности развития. Констатируется, что от унифицированного понимания плюмов необходимо перейти к их дифференцированному рассмотрению. В Тихоокеанском сегменте аномальные ареалы крупнее и распределение их на всех уровнях в общем подчинено двум образующим его глобальным структурам: Тихому океану и Тихоокеанскому тектоническому поясу. Сейсмическая картина здесь контрастная. Для Индо-Атлантического сегмента характерно распространение на больших площадях мелкопятнистых ареалов при менее значительной контрастности аномальных полей. Океаны в данном сегменте на больших глубинах не выражены. Латеральная изменчивость ареалов вызвана тектоническими движениями глубинных масс, из чего следует, что тектоносферой являются все мантийные геосферы, а не только геосферы верхней мантии, как это обычно считается.

Начиная с 80-х годов, в геофизической литературе публикуются карты для разных уровней глубин Земли, основанные на данных сейсмотомографии. Они открыли возможность выяснить глубинную тектонику планеты, без чего глобальные геологические и геодинамические построения не могут быть достаточно основательными. Автору и его последователям принадлежит уже несколько публикаций в этом плане [11, 12, 14, 15]. Данная работа развивает предшествующие и существенно их дополняет выявлением особенностей тектоносферы на больших глубинах в двух главных тектонических сегментах Земли: Тихоокеанском и Индо-Атлантическом.

Первая попытка достаточно развернутого сопоставления сегментов в этом аспекте содержится в работе [15]. В ней использованы данные ряда публикаций 90-х годов, содержащих сейсмотомографические карты, однако весьма важная работа С. Гранда [19], напечатанная в малоизвестном в России журнале “GSA Today”, осталась вне рассмотрения. В данной статье она принята в качестве опорной. Карты, представленные С. Грандом, охватывают глубины от 800 до 2750 км; их шесть. Особенность этих карт в том, что Индо-Атлантический сегмент Земли занимает на них центральное положение, тогда как на других картах в центре находится Тихоокеанский сегмент. Соответственно сопоставление может вестись более корректно. Оно должно пролить свет на глубинность корней сегментов, то есть главной тектонической асимметрии Земли.

История идеи об асимметрии насчитывает несколько десятилетий, но за истекшее время основная масса публикаций касалась Тихоокеанского сегмента [6, 10 и др.], тогда как Индо-Атлантический специального внимания не привлекал. Положение в этом смысле изменилось лишь сравнительно недавно, причем вначале речь шла о самых общих чертах его тектоники и геодинамики, но не о конкретном рассмотрении его геологии и структурной эволюции. В последнее время, однако, геологическая характеристика Индо-Атлантического сегмента становится все более обстоятельной и разносторонней. Делается это в публикациях тектонистов Геологического института Российской академии наук [6, 10, 15]. Наиболее важной стороной выполненных исследований является историко-геологический анализ, охватывающий интервал времени ~1 млрд. лет.

Полнота рассмотрения проблемы асимметрии требует анализа глубинного строения обоих сегментов.

Что касается Тихоокеанского сегмента, то я основывался на картах, помещенных в публикации [25], тогда как в работе [15] за основу приняты карты японских геофизиков [26]. Между теми и другими местами есть несоответствия, а отсюда в отдельных случаях получаются и несколько отличающиеся трактовки.

### Тектоносфера – общие сведения

1. Тектоносфера – одно из фундаментальных понятий геологии. Смысловое значение термина

не было постоянным. В середине XX столетия наиболее распространенным было определение, что это зона, в которой происходят движения земной коры [3]. В 1954 г. Р.В. Беммелен, на основе данных о землетрясениях, писал, что тектоносфера – это 100–200 км силикатной оболочки Земли [1]. В период исследований по международному проекту “Верхняя мантия” (1960–1970 гг.) понятие “тектоносфера” еще более расширилось; оно стало охватывать земную кору и верхнюю мантию целиком. Именно такую формулировку дал В.В. Белоусов в предисловии к книге “Тектоносфера Земли” [16]. Но это было принято не всеми. В частности, в “Толковом словаре английских геологических терминов” [17] тектоносфера вновь идентифицируется с земной корой.

Плейттектоника связала тектоносферу с литосферой, тем самым исключив из нее значительную более глубокую часть верхней мантии. Заметим, что указываемая при этом мощность тектоносферы, ~100 км [7], не имеет никакого научного обоснования.

В 90-х годах появилась публикация японских геофизиков, в которой обобщено “три тектоники”: так называемая тектоника роста, относящаяся к ядру Земли, плюмтектоника и плейттектоника [26]. Тектоносферой фактически является лишь плейттектоника, распространяющаяся согласно модели до глубинного сейсмического раздела 670 км, т.е. на всю верхнюю мантию. Более глубокая геосфера, представляющая нижнюю мантию (мощность 2230 км), рассматривается как тектонически инертная среда, которая в отдельных местах проткнута идущими от границы ядро-мантия плюмами. В соответствии с этим термин “плюмтектоника” неправилен, ибо тектонические процессы в данной оболочке отсутствуют. Что же касается “тектоники роста”, то это вообще некая абстрактная категория. Таким образом, цитируемая работа возвращает нас к представлению о соответствии тектоносферы и верхней мантии.

Из приведенного краткого обзора видно большое разногласие в понимании термина. В данный момент, благодаря новым сведениям о глубинной геологии, появилась возможность вложить в него совершенно новое содержание. При этом автор исходит из понимания тектоносферы как совокупности геосфер, в которых под воздействием тектонических движений происходит образование тектонических структур. Взгляды автора таковы, что тектоносфера охватывает всю мантию Земли, а не только ее верхнюю часть [14].

2. В методологии автора большое значение придается нелинейной геодинамике, в связи с чем дадим пояснение ее сути.

Нелинейная геодинамика – ветвь геодинамики – исследует радикальные отклонения от последовательности (линейности) в развитии геодинами-

ческих систем, вызывающие разного рода неупорядоченности, нерегулярности и бифуркации в геологических процессах. Все это может быть связано как с энергетическими импульсами глубин, так и с воздействием на геосферы внеземных факторов. Общая предпосылка при этом – нестабильность геосферных сред. Нелинейные геодинамические процессы глобального значения отражены в главной тектонической асимметрии Земли – разделении ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты; в огромной массе симатической коры в области Тихого океана; в резко асимметричном, неупорядоченном распределении на планете силикатических масс, а, соответственно, и молодых океанов; в нарушении последовательности процесса океаногенеза; наконец, в появлении и особенностях формирования гигантской деформации – океанской Мировой рифтовой системы. Все, что здесь упомянуто, есть результат вторжения в поступательный ход геологического развития Земли нелинейных факторов как эндогенного, так и внеземного происхождения. Нелинейная геодинамика резко сужает пространство действия детерминированной геодинамики, весьма расширяя теоретические горизонты в геологии.

3. Поскольку деление Земли на Индо-Атлантический и Тихоокеанский тектонические сегменты – фундаментальное свойство Земли, необходимо остановиться на проблеме ее глубинного строения. Данная проблема не нова. Она обсуждалась в литературе на протяжении всего XX века. Главные вехи в развитии представлений о строении Земли связаны с обособлением ее ядра, земной коры, мантии, разделением мантии на нижнюю и верхнюю, разделением ядра на внешнее и внутреннее и, наконец, с выделением слоя пониженных сейсмических скоростей на границе ядра и мантии (слой D’). Соответствующие идеи содержатся в классических трудах Г. Джеффриса, Б. Гутенберга, А. Мохоровичича, Б.Б. Голицина, И. Леман, К.Е. Буллена. Все они базируются на данных глубинной сейсмологии.

Между тем с 80-х годов в мировой сейсмологии в нарастающем темпе осуществляется глубинное картирование Земли, охватывающее всю мантию вплоть до ядра. Карты раскрывают ранее неизвестное фундаментальное свойство мантии – латеральную неоднородность на всех ее уровнях. При этом выяснено, что размеры неоднородностей весьма изменчивы: от очень крупных, занимающих в Тихоокеанской области огромные площади, до относительно малых, обособляющихся местами в противоположном сегменте земного шара. Такое свойство в общем достаточно устойчиво прослеживается на всех глубинных срезах. Однако при сопоставлении неоднородностей каждого из сегментов для различных уровней между ними обнаруживаются различия. Это касается конфигурации и площади ареалов, интенсивности сейс-

моаномалий, характера взаимоотношений между ареалами и т.п. Несовпадение сейсмической картины отмечается в отношении всех карт, но в одних случаях оно больше, в других меньше. Можно обособить несколько сопредельных уровней, где имеется относительная общность в сейсмотомографическом имидже, что позволяет их группировать. Тем самым открывается перспектива расчленения мантии на геосферы. Если при этом привлечь данные о глобальных и региональных сейсмических границах, а также о глубинных минеральных преобразованиях, то можно построить модель глубинного строения мантии Земли, существенно более дифференцированную, чем ее деление лишь на нижнюю и верхнюю. Ее новизна – в обособлении мощной средней мантии и зон раздела между последней и верхней и нижней мантией. Такая модель представлена на рис. 1 [14].

Необходимо отметить, что рубежи между геосферами не всегда резкие; иногда они размыты, причем отклонения могут быть до  $\pm 10\%$ . Отображенный на рисунке раздел в пределах внешнего ядра Земли дан по [22].

Новая модель строения Земли переводит проблему глубинной геодинамики на более высокий уровень разработанности.

В 1999 г. появились две публикации, имеющие прямое отношение к нашим построениям и хорошо с ними согласующиеся [20, 24]. В одной из них [20] на основе данных сейсмотомографии представлен график, отражающий степень корреляции сейсмонеоднородностей между разными глубинными уровнями (рис. 2). Минимальная коррелируемость (0.4) свойственна верхней мантии. В зоне ее нижней границы виден субгоризонтальный скачок (~ до 0.7). В интервале 1000–1700 км коррелируемость приближается к 1 – волнистая субвертикальная линия. Это область средней мантии в нашем понимании. В интервале глубин 1700–2300 км, отвечающем разделу II нашей схемы, коэффициент коррелируемости снижается, варьируя в пределах 0.85–0.7, а в нижней мантии (до 2700 км) снова возрастает.

В другой публикации [24] представлена модель геоэлектрической структуры мантии для Европско-Азиатского региона. Модель показывает, что в интервале глубин, отвечающих средней части мантии, электропроводность возрастает медленно. Далее в глубину она растет быстрее, а с глубины 2100 км становится особенно высокой. Кроме уровня 2100 км, как указывают авторы, контрастными являются уровни 700 км и 1600 км. На рис. 3 дается корреляция данной модели с моделью глубинного строения мантии, разработанной автором. Можно видеть хорошее соответствие между ними.

4. Важнейшей фундаментальной основой современной геодинамики является положение о глубинных конвективных потоках. Сейсмотомо-

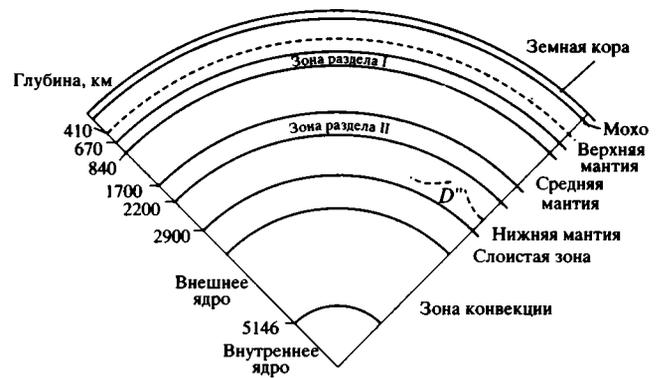


Рис. 1. Глубинные геосферы Земли. Геосферы внешнего ядра по [22].

графические карты и профили вносят принципиально новую струю в анализ данной проблемы.

До сих пор широчайшим распространением пользуются идеи об одноярусной или двухъярусной мантийной конвекции. Но уже более десятилетия назад (1989 г.) была высказана мысль о многоуровневой глубинной конвекции, названной каскадной [13]. Мы исходили из того, что идущие из области раздела ядра и мантии тепломассопотоки разномасштабны и разноинтенсивны, вследствие чего лишь отдельные из них достига-

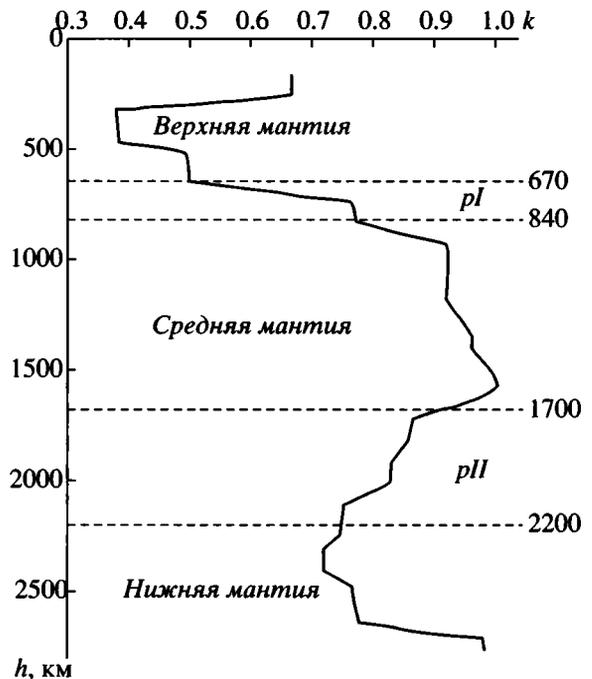


Рис. 2. Кривая, отражающая изменение степени корреляции сейсмонеоднородностей мантии на разных глубинных уровнях, по [20].

Геосферы соответствуют схеме автора. PI – зона раздела между верхней и средней мантией; PII – то же между средней и нижней мантией.

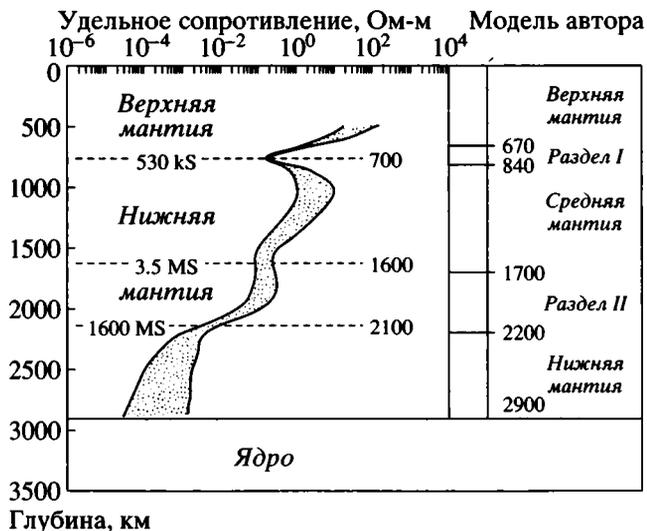


Рис. 3. Корреляция модели геоэлектрической структуры мантии, по [24], и схемы строения мантии, предлагаемой автором:

kS – килосиemens; MS – мегасиemens.

ют земной коры, тогда как другие локализуются на самых разных глубинных уровнях. При этом наше заключение подкреплялось математическим моделированием. Естественно, что такое представление не коррелируется с теорией плит-тектоники и предполагает принципиально иную геодинамическую модель Земли. Эту модель и стало возможным разрабатывать на основе данных о глубинных неоднородностях, выявленных сейсмотомографией с использованием нелинейной геодинамики.

Как по размерам, так и по форме сейсмонеоднородности весьма изменчивы. Они могут достигать не только сотен, но и многих тысяч километров в поперечнике. Распределение их в мантийных геосферах и в мантии Земли в целом нерегулярное и неупорядоченное, однако существующие сейсмические рубежи, как глобальные, так и региональные, свидетельствуют о процессах структурной самоорганизации, протекающих в глубинах планеты. Смену очертаний и вообще параметров неоднородностей, наблюдаемую от одного уровня к другому, естественно связать с вариациями глубинной энергетики. Последние вызывают также изменения геодинамических обстановок. Образующиеся при этом дифференцированные силовые поля и поля напряжений неизбежно становятся причиной дифференцированного тектонического перемещения масс. Объемная конфигурация сейсмонеоднородностей и их взаимоотношения в пространстве указывают на латеральное движение масс, с образованием структур тектонического скупивания в одних местах (высокоскоростные аномалии = объемы повышенной вязкости) и относительно

пассивных тыловых форм – в других (низкоскоростные аномалии = объемы пониженной вязкости). Основными видами тектонических движений на столь больших глубинах, по-видимому, являются два вида: тектоническое течение и движение по субгоризонтальным зонам срыва в особо плотных жестких средах. Именно они и формируют тектонически расслоенные ансамбли (зоны скупивания), чрезвычайно сильно усложняющая системы мантийных конвективных теплоассопотоков. Но их значение не только в этом, а и в том, что они сами способны генерировать конвективные ячеи.

Тектоническое скупивание всегда связано с геодинамической обстановкой сжатия. В случае запредельных условий сжатия латеральное движение масс по срывам вызовет энергетический взрыв, который может стать импульсом возникновения новообразованной локальной конвективной структуры. Таким образом, помимо приноса энергии в мантию из ядра Земли, энергетическим источником становятся также мантийные геосферы. Но если это так, то открывается возможность производства тектонического структурообразования (эффekt обратной связи).

Существует и третий энергетический источник, влияющий на геодинамические обстановки в мантии, – воздействие на Землю различных космических факторов. Но мы их здесь не рассматриваем.

5. Как уже было сказано, суть понятия “тектоносфера” сводится к тектоническому структурообразованию, являющемуся следствием тектонических процессов. Проблема состоит в том, какова предельная глубина проявления таких процессов. Что касается земной коры, то охват тектоническими процессами ее полного объема очевиден. Сейчас можно считать, что и верхняя мантия тектонически активна. Существуют надвиговые деформации, являющиеся общими для земной коры и верхней мантии. Они отчетливо прослеживаются как в океанской, так и в континентальной литосфере по наклонам сейсмических рефлекторов. Глубина проникновения вертикальных разломных структур может составлять сотни километров. Яркие примеры в данном случае представляют разломные зоны Романш и Чарли Гиббс в Атлантическом океане, достигающие глубин >100 км в первом случае и >200 км – во втором. По типу они принадлежат океанским демаркационным разломам, разделяющим особо крупные области океанов, отличающиеся строением, геодинамическими особенностями и геологической историей [9]. Область блоковой делимости на континентах, как полагает Н.И. Павленкова, достигает глубины 100 км [8]. Имеются все основания предполагать тектоническую расслоенность не только в литосфере, но и в нижележащей области широкого распространения астенослоев и стенолинз,

служащих зонами проскальзывания более вязких пластин мантии.

Большие тектоносферные глубины фиксируются корнями континентов, которые лежат на разных глубинах, но могут достигать 400–500 км, а некоторые авторы [4] полагают, что и 670 км, т.е. подошвы верхней мантии.

Однако самыми крупными тектоническими областями Земли, как уже говорилось, являются ее Индо-Атлантический и Тихоокеанский сегменты. Их структурным разграничением служит сложно построенный и длительно развивающийся Тихоокеанский тектонический пояс. Сейсмографические данные показывают, что структурное различие между сегментами прослеживается через всю мантию, вплоть до внешнего ядра. Но это означает, что до того же уровня простирается и тектоносфера. Лишь внешнее ядро Земли ввиду его жидкого состояния лишено тектонического структурообразования.

6. Специального рассмотрения заслуживает вопрос: физические параметры геосфер и возможность глубинного тектогенеза. В работе [23] приведены графики изменений плотности, давления и температуры с глубиной (рис. 4). На рис. видно, что плотность между земной корой и глубиной 800 км возрастает ступенчато. Наиболее значительные ступени приурочены к геофизическим разделам “М”, 410 и 670 км. От уровня “800” и до “2900” ступеней нет; увеличение плотности происходит линейно. Раздел мантия–ядро отмечается очень большим скачком плотности. Затем вновь отмечается ее линейное увеличение. Следующая ступень – граница внешнего (жидкого) ядра и внутреннего. Таким образом, самые резкие скачки плотности фиксируются между твердой мантией и внешним жидким ядром и жидким ядром и внутренним твердым ядром. Скачки отражают изменения как Р–Т условий, так и минеральные преобразования материала и вызваны отчасти воздействием нелинейных факторов. По графику плотность в интервале 800–2900 км увеличивается равномерно, до 10 г/см<sup>3</sup>, однако возможно, что это следствие большой генерализации. Так или иначе, но изменения плотности в мантии не препятствуют проявлению в ней тектонических движений, хотя они, безусловно, должны влиять на характер тектонических форм (типы, размеры). В верхних 800 км такие формы должны быть более многообразными и общая тектоническая структура должна иметь более сложный характер. Вероятно, в данном интервале глубин могут существовать как разрывные деформации, так и сложноскладчатые, в особенности в зонах сейсмических разделов.

Если ориентироваться на последние работы в отношении тектонических свойств раздела Моховичича [5], то можно думать, что по более глубоким разделам также возможны крупные текто-

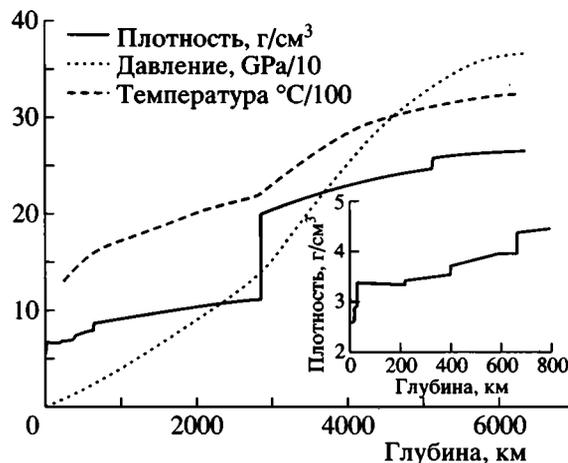


Рис. 4. Графики, отражающие изменения плотности, давления и температуры от поверхности до центра Земли, по [23].

нические проскальзывания геосфер. Что касается типов деформаций глубже 800 км, то там, в высокоплотных породах и менее структурированной плотностной среде, должны преобладать деформации сублатеральных срывов. Как в первом, так и во втором случае совершенно реальны явления тектонического течения.

Что касается мантийных температур и давлений, то графики иллюстрируют их достаточно плавное увеличение с глубиной, однако не вполне равномерное. Указывается, что температура в низах мантии может достигать 3000°K. Однако на другом графике (рис. 5) можно видеть большой разрыв в температуре между нижней мантией и внешним ядром [18]. Автор пишет, что его график основывается на использовании различных геофизических, геохимических и лабораторных данных. Но для рассматриваемого здесь вопроса указанный разрыв не столь важен. Имеет значение температурный излом на рубеже 670 км, где температура определяется ~2000°K. Следует отметить, что указанная резкая смена температуры коррелируется с представлением о тектоническом проскальзывании геосфер по данной границе.

Кривая давления на графике в еще большей степени приближается к прямой линии. На глубине 2900 км оно равно 1387.5 килобар; на рубеже 670 км – 238.3 килобар<sup>1</sup>. В сообщении отмечалось, что в указанном интервале существуют зоны частичного плавления. Такие зоны вполне реальны, поскольку внутримантийная конвекция в конечном счете, как уже говорилось, может приводить к зарождению новообразованных более или менее мощных тепломассопотоков. Поскольку Р–Т условия изменчивы по простирающемуся, зоны

<sup>1</sup> В.Л. Паньков. Доклад на семинаре Отделения геологии, геофизики и горных наук РАН. 25.02.1998.

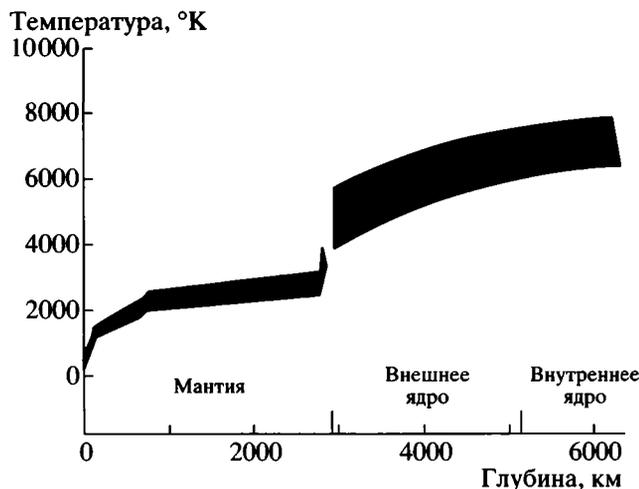


Рис. 5. Изменение температуры Земли с глубиной, по [24].

частичного плавления при увеличении давлений могут стать зонами тектонических срывов.

Таким образом, если ранее тектонические процессы допускались самое большое в отношении верхней мантии, то наши построения позволяют распространить их на весь объем мантии.

Что касается основного эндогенного источника тектонической энергии, то он связывается с ядром. Один из возможных вариантов предложен Э.М. Галимовым [2]. Согласно его модели, конвективные процессы в мантии, требующие очень большого расхода энергии, наряду с другими факторами, обеспечиваются энергией, выделяющейся вследствие непрерывного наращивания ядра в ходе геологической истории за счет перехода FeO из мантии в ядро и растворения в нем. Переход осуществляется посредством проникновения в ядро нисходящей ветви мантийного конвективного потока.

Работе Э.М. Галимова предшествовала публикация японских геофизиков [27], в которой авторы представляют, как они пишут, “тектоническую модель роста внутреннего ядра Земли” (с. 28085). Предполагается, что внутреннее ядро росло и продолжает расти вследствие осаждения твердого железа из расплавленного внешнего ядра. Вследствие воздействия сил Корнолиса скорости роста внутреннего ядра будут выше на экваторе и меньше в полярных регионах. Это относится и к тепловым потокам, экстрагированным с поверхности внутреннего ядра и продвигающимся к поверхности внешнего ядра, а затем в мантию.

Обе цитированные работы свидетельствуют, что формируется новое интересное направление в геодинамике ядра. Оно имеет прямое отношение к энергетике мантии, а, следовательно, и к ее тектонике.

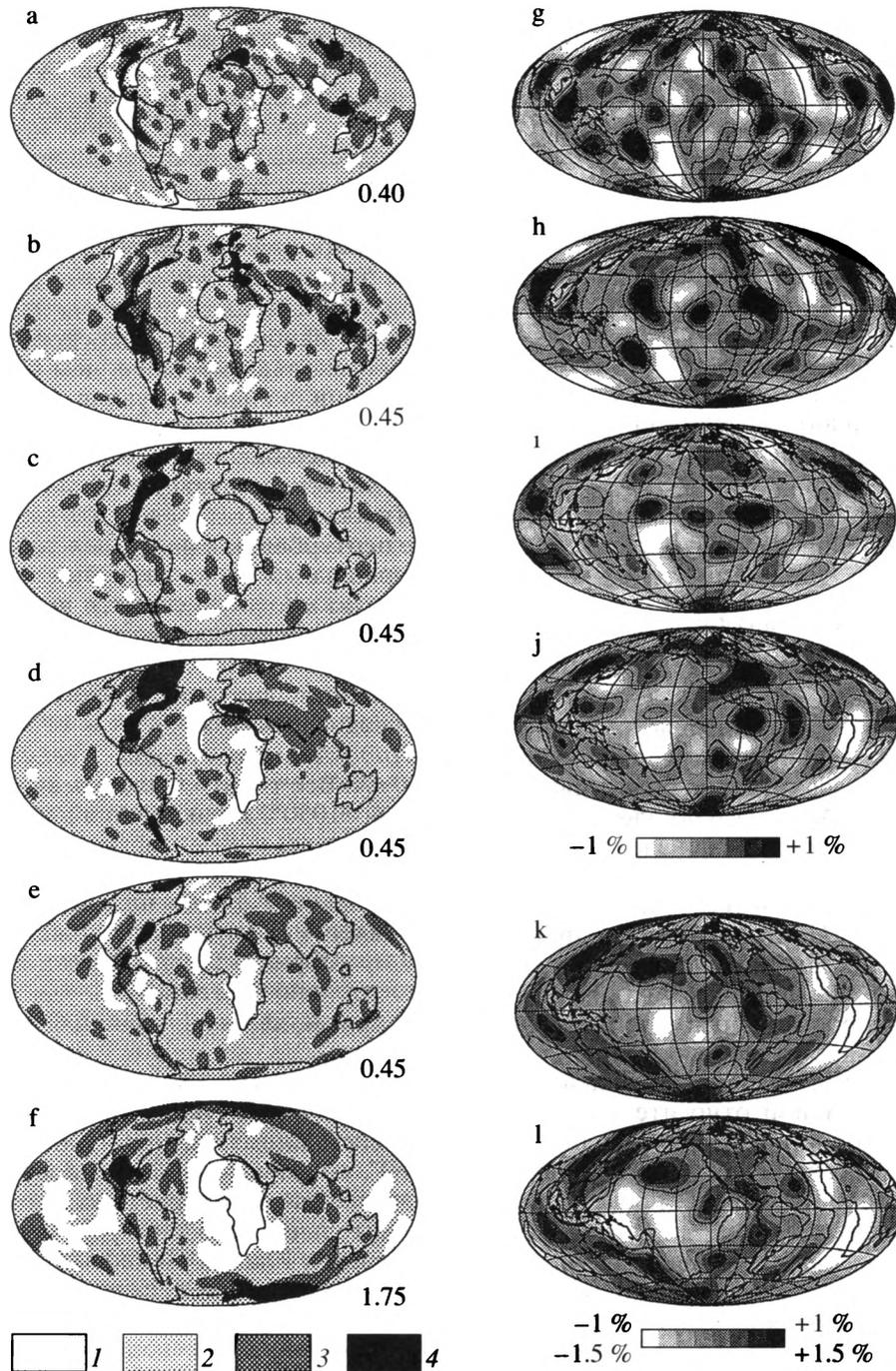
### Глубинные неоднородности сегментов

Ниже приводятся и сравниваются карты сейсмонеоднородностей (поперечные волны) для разных глубинных уровней (рис. 6). Карты для Тихоокеанского сегмента заимствованы из работы [25], для Индо-Атлантического — из работы [19]. Уровни не совпадают, но сопоставить их можно, так как расхождения не слишком велики. Рубрикация дается в соответствии с моделью глубинного строения Земли, приведенной выше.

### Промежуточный интервал между зоной раздела I и средней мантией

*Тихоокеанский сегмент. Уровень 900 км.* Глядя на всю колонну карт, ясно видно, что данный уровень отличается наиболее расчлененной сейсмоструктурой. Область Пацифики характеризуется пестрым распределением низкоскоростных и высокоскоростных аномальных ареалов. Преобладают низкоскоростные. Высокоскоростные ареалы образуют субмеридиональную полосу почти посредине океана. С запада к нему причленяется широтная полоса также относительно высокоскоростных аномалий, разделяющая два низкоскоростных ареала: северный и экваториальный. В южной половине по понижению скоростей прослеживается вытянутый в северо-восточном направлении контур, в общем укладывающийся в полосу современного Восточно-Тихоокеанского поднятия. С северо-запада он ограничен центральным максимумом. По периферии океана прослеживается мощное кольцо высокоскоростных максимумов. По площади большинство из них можно сравнить с Австралийским материком (7.3 тыс. км<sup>2</sup>). Общее число максимумов — 13. Ареалы низкоскоростных аномалий по площади в 1.5–2 раза больше. Наиболее пестрая картина распространения аномалий является основной характерной чертой зоны раздела I.

*Индо-Атлантический сегмент. Уровень 800 км.* Для данного уровня характерна наибольшая пестрота в распределении сейсмоаномалий в пределах Индо-Атлантического сегмента. На основном фоне средних значений видно большое число незначительных относительно высокоскоростных ареалов. Вдоль западной окраины Африки наблюдается полоса сгущения последних, уходящая в Северную Атлантику. Сгущения отмечаются также по простирающему Евразийского орогенного пояса. Наиболее значительные аномалии фиксируются в европейском и американском обрамлении Северной Атлантики. Ареалы контрастных низкоскоростных аномалий по площади также невелики, а количество их уступает высокоскоростным. Обращает внимание узкая низкоскоростная полоса, протягивающаяся в Африке к югу от экватора.



**Рис. 6.** Сопоставление карт глубинных сейсмонеоднородностей Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли (S-волны)

Колонка слева – Индо-Атлантический сегмент, по [19], несколько схематизировано.

a–f – глубинные уровни, км: a – 80, b – 1050, c – 1350, d – 1800, e – 2300, f – 2750.

1–4 – ареалы сейсмоаномалий: 1 – низкоскоростные; 2 – средних значений; 3 – высокоскоростные; 4 – наиболее высокоскоростные.

Цифры справа – максимальные отклонения от средних аномалий, выраженные в процентах.

Колонка справа – Тихоокеанский сегмент, по [25].

g–l – глубинные уровни, км: g – 900, h – 1150, i – 1450, j – 1750, k – 2350, l – 2600.

Цифры на масштабной линейке относятся ко всем картам, расположенным над ними. Проценты характеризуют отклонения от средних значений сейсмоаномалий.

Если сопоставлять приведенные данные по Индо-Атлантическому и Тихоокеанскому сегментам, то можно отметить следующее. В обоих случаях фиксируется наиболее сложная картина в распределении аномалий по сравнению с другими уровнями. Тихоокеанскому сегменту свойственны более крупные ареалы неоднородностей. Между глубинными неоднородностями и главнейшими тектоническими образованиями земной коры имеется известная корреляция (Тихий океан, его обрамления, Евразийский пояс, восточная окраина Атлантики и некоторые другие). Но имеются и случаи явного несоответствия между ними (срединная часть Тихого океана, Срединно-Атлантический и Индоокеанский срединные хребты и некоторые другие области). Наблюдаемая в Индо-Атлантическом сегменте ситуация хорошо соответствует критериям, положенным в основу обособления зоны раздела I.

### Средняя мантия

Здесь возможно сопоставление по двум глубинным уровням.

*А. Тихоокеанский сегмент. Уровень 1150 км.* Картина распространения сейсмонеоднородностей на данном уровне значительно более простая, чем на уровне "900". Ареалы наиболее высокоскоростных аномалий по площади здесь примерно вдвое большие, чем на предыдущем, но число их меньше. Они располагаются в Меланезии, в экваториальной части Центральной Пацифики и в Карибском регионе. Небольшие и редкие контуры вырисовываются в пределах Тихоокеанского кольца. Низкоскоростной ареал, обладающий амебообразной формой, отчетливо выявляет область Тихого океана. Восточно-Тихоокеанское поднятие намечается зоной относительно пониженных значений скоростей. Имеется полное основание выявленную сейсмическую ситуацию отнести к более глубокой геосфере, представляющей среднюю мантию.

*Индо-Атлантический сегмент. Уровень 1050 км.* По сравнению с уровнем "800" картина распределения сейсмоареалов здесь значительно упрощена. В Атлантике и на западе Индийского океана обособляются отдельные бессистемно расположенные небольшие пятна повышенных скоростных значений. Их сгущения образуют три пояса: Аппалачско-Южно-Американский, Западно-Европейский и Евразийский. Низкоскоростные ареалы имеют также сравнительно небольшие размеры. Наиболее отчетливо они выражены в Африке и на ее периферии. Привлекает особое внимание африканская узкая линейная аномалия; она проявлена значительно ярче, чем на уровне "800". Необходимо отметить также небольшую по размерам аномалию в приматериковой полосе Северо-Западной Африки. Далее

можно будет видеть, что обе указанные аномалии с глубиной становятся все более обширными. В пределах других районов Атлантического и Индийского океанов низкоскоростные аномалии, вероятно, также существуют, но их отклонения от среднего фона не столь значимы.

Особенности сейсмических неоднородностей на рассматриваемом уровне вполне соответствуют сейсмоструктуре средней мантии.

*Б. Тихоокеанский сегмент. Уровень 1450 км.* Распространенность, размеры и степень контрастности наиболее высокоскоростных ареалов здесь несколько меньше, чем на уровне "1150", но принципиально ситуация во многом сходна. Карибский максимум вдоль экватора соединен с западно-тихоокеанским; меланезийский выражен, но менее интенсивной аномалией; в Западно-Тихоокеанском поясе наблюдаются некоторые пертурбации в распределении аномалий. Экваториальный пояс разделяет Тихий океан на северную и южную области пониженных скоростей. Восточно-Тихоокеанское поднятие не выражено.

В целом, ситуация, достаточно характерная для средней мантии.

*Индо-Атлантический сегмент. Уровень 1350 км.* Все то, что было отмечено в отношении уровня "1050", характерно и для данного уровня. Однако здесь четче определены и увеличены в размерах африканский и примыкающий к Северо-Западной Африке низкоскоростные ареалы. Проявлен минимум, расположенный в океане к югу от Африки. Площадь всех этих минимумов относительно невелика.

В целом, картина, типичная для средней мантии.

*Тихоокеанский сегмент. Уровень 1750 км.* На данном уровне ситуация в отношении распределения сейсмоаномалий частично сходна с уровнем "1450", но имеются и особенности. Экваториальный пояс высокоскоростных аномалий выражен сравнительно слабо, он играет роль порога между Северной и Южной Пацификой, где фиксируются низкоскоростные ареалы. На востоке сегмента отмечается сгущение высокоскоростных аномалий, занимающих довольно значительные площади. На западе картина мало отличается от уровня "1450". Область Восточно-Тихоокеанского поднятия неопределенна.

Данный уровень приблизительно отвечает рубежу между средней мантией и зоной раздела II.

*Индо-Атлантический сегмент. Уровень 1800 км.* Сейсмическая картина здесь характеризуется, прежде всего, существенно расширенными обоими низкоскоростными ареалами: южноафриканским и западноафриканским. Первый из них непосредственно продолжается в океан. Высокоскоростные аномалии в пределах Евразии, Северной Америки и Атлантики выявляют более

сложную картину, чем на уровне "1350". В Южной Америке, наоборот, ситуация более простая.

### Нижняя мантия

*А. Тихоокеанский сегмент. Уровень 2350 км.* Четко очерчена Тихоокеанская область, расположенная главным образом южнее экватора. Но в пределах Северной Пацифики и на востоке сегмента видны большие площади относительно высокоскоростных ареалов. Размеры тихоокеанской низкоскоростной области  $1500 \times 6000$  км<sup>2</sup>. В целом картина контрастная, отличающаяся крупными чертами.

*Индо-Атлантический сегмент. Уровень 2300 км.* Данный уровень близко расположен к низам зоны раздела II. Он характеризуется большой пятнистостью в смысле расположения относительно высокоскоростных аномалий. Это относится как к Атлантическому океану, так и к обоим американским континентам. В Евразии фиксируется несколько обособленных сгущений, приуроченных главным образом к южной половине. Южноафриканский и западноафриканский ареалы более обширны и выразительны, чем на уровне "1800".

*Б. Тихоокеанский сегмент. Уровень 2600 км.* Низкоскоростная тихоокеанская область по площади велика, имеет несколько иную конфигурацию, чем на уровне "2350". Она кольцом окружена высокоскоростными ареалами. Сейсмический "рельеф" контрастный; его элементы разномащтабны, по-разному ориентированы и неодинаковы по форме. Наиболее высокоскоростные ареалы сочетаются с несколько пониженными, в целом образуя обширные поля.

*Индо-Атлантический сегмент. Уровень 2750 км.* В центре карты крупный низкоскоростной ареал, занимающий южную половину Атлантики, значительную часть Африки и запад Индийского океана. Его размеры  $\sim 6500 \times 6000$  км<sup>2</sup>. Очертания неправильные, извилистые. В других районах Атлантики, в Евразии и в Индийском океане в виде пятен и продольных контуров распространены многочисленные высокоскоростные ареалы разной интенсивности, которые в пределах Евразийского пояса, Северной Евразии и Атлантики образуют значительные скопления.

### Общие замечания

Сравнение сейсмотомографических карт Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов позволяет констатировать очень большое различие в их глубинном строении. В обоих сегментах обособляются крупные низкоскоростные неоднородности – тихоокеанская и африканская, но их масштабы и черты развития совершенно разные. Наиболее низкоскоростные ареалы фикси-

руются в нижней мантии, при этом Тихоокеанская неоднородность превышает по площади африканскую примерно в 2.5 раза. По мере перехода к менее глубоким геосферам африканская низкоскоростная неоднородность редуцируется, так что на уровне 800 км она едва заметна. Тихоокеанская неоднородность с уменьшением глубины приобретает расчлененную, видоизменяющуюся от уровня к уровню структуру, но имидж океана как крупного, целостного образования при этом не исчезает. Более того, карты для верхней мантии показывают [25, 26 и др.], что тихоокеанские низкоскоростные ареалы здесь даже увеличиваются в размерах, так что практически соответствуют площади современной Пацифики. Наиболее устойчиво во времени ведет себя низкоскоростной ареал Южной Пацифики.

Отличие состоит также в том, что спрединговое Восточно-Тихоокеанское поднятие прослеживается до глубин свыше 1000 км, тогда как Срединные Атлантический и Индоокеанский хребты на уровне "800" и тем более глубже не проявлены вовсе.

Что касается окраин океанов, то в глубинном строении Тихоокеанского сегмента они прослеживаются на всех уровнях; аномалии здесь образуют Циркум-Тихоокеанский пояс. Окраины Атлантического и Индийского океанов не фиксируются аномалиями, за исключением Северной Атлантики и отчасти Западной Африки, где аномальные полосы обособляются до самых больших глубин.

Совместное рассмотрение данных об океанах и их обрамлении позволяет заключить, что крупнейшая низкоскоростная неоднородность Тихоокеанского сегмента (суперплюм) может иметь очень древнее заложение, влияя на процесс саморазвития симатической тектоносферы. Африканская неоднородность, угасающая на уровне "800", должна восприниматься, на мой взгляд, как молодое новообразование – плюм, не вышедший еще за пределы средней мантии. В то же время многими авторами указывается, что в южной части Индо-Атлантического сегмента в настоящее время существует мощный плюм, влияющий на тектоно-магматические процессы в земной коре. Здесь можно сказать лишь то, что этот плюм генерирован на более высоком мантийном уровне.

Таким образом, приведенные эмпирические данные о плюмах дополнительно подтверждают идею, высказанную еще в 1989 г. [13], о разноуровненности тепломассопотоков, поднимающихся от границы ядро-мантия. Помимо того, они позволяют в совершенно конкретном виде увидеть историчность явления и его многообразие в смысле формы и характера проявления.

От унифицированного понимания плюмов следует перейти к дифференцированному.

Не менее резкое различие между сегментами существует в размерах, распределении и интенсивности проявления локальных аномальных ареалов. В Тихоокеанском сегменте ареалы крупнее и распределение их в общем подчинено двум главным структурным образованиям: Тихому океану и Тихоокеанскому тектоническому поясу. Взаимоотношения между ареалами на всех срезах контрастные. Для Индо-Атлантического сегмента характерны сравнительно мелкопятнистые ареалы, разбросанные по площади и в некоторых областях мало контрастные (например, в Индийском океане). Правда, на всех картах видна полоса сгруппированных высокоскоростных аномалий, отвечающая Евразийскому орогенному поясу. Кроме того, как уже упоминалось, аномальные максимумы образуют узкие полосы по окраинам Северной Атлантики.

Столь существенное различие сегментов в глубинном строении отлично коррелируется с особенностями их тектоники, что весьма углубляет понимание о тектонической асимметрии Земли. Наряду с этим, данный факт ясно указывает на распространение тектонических процессов в пределы всех мантийных геосфер, практически до зоны раздела ядро–мантия. Немыслимо отрицать тектоническую природу сегментов, а, следовательно, такую же природу имеют и соответствующие им глубинные сейсмонеоднородности. Тем самым тектоносфера охватывает как земную кору, так и всю мантию.

Далее необходимо отметить, что различие в глубинном строении сегментов, сколько бы значительным оно не было, не нарушает нашей схемы глубинного строения Земли. В данной работе рассматривается интервал глубин от 800 до 2750 км. Особенности аномалий на разных уровнях фактически соответствуют рубежу зоны раздела I и средней мантии, собственно средней мантии, зоне раздела II и нижней мантии. Тем самым анализировавшиеся карты дополнительно аргументируют предложенное обособление глубинных геосфер и уж, во всяком случае, ему не противоречат.

Важный момент – насколько глубоко в мантию прослеживаются крупнейшие тектонические сооружения земной коры. Если касаться Мировой рифтовой системы, то в указанном выше интервале глубин прослеживается лишь Восточно-Тихоокеанское поднятие, в той или иной форме фиксирующееся до середины средней мантии. По данным [15], однако, эта глубина достигает 1700 км, то есть нижней границы средней мантии. Центральная область Тихоокеанской впадины прослеживается практически до ядра. На очень большие глубины уходит и Циркум-Тихоокеанский пояс. В Индо-Атлантическом сегменте через весь глубинный интервал прослеживается только Евразийский тектонический пояс. Аппалачский пояс

редуцируется на глубинах 2300 км. Андийский пояс исчезает на уровне 1800 км.

Из сказанного ясно видно, что тектоническое структурообразование планетарного значения происходит на самых различных уровнях глубокой мантии.

Обе колонны карт иллюстрируют более или менее значительную изменчивость сейсмической ситуации между смежными уровнями. Высокоскоростные ареалы могут меняться местами с низкоскоростными. Модельные построения, сделанные в предыдущих работах [11, 14 и др.], привели к выводу, что высокоскоростные аномалии, отражающие ареалы высокой вязкости, являются следствием латерального тектонического скупивания глубинных масс, происходящего в геодинамической обстановке сжатия. Таким образом, процессы тектонического скупивания происходят в объеме всей земной мантии. Механизм скупивания – тектоническое течение и тектонические перемещения масс по латеральным (сублатеральным) срывам.

Общее заключение таково, что мантия обоих сегментов тектонически активна, хотя каждый из них имеет свою тектоническую и геодинамическую специфику. Историко-тектоническое развитие сегментов на глубинах – особая тема, получившая уже основательное освещение в публикации С.В. Руженцева, А.А. Моссаковского и Е.Н. Меланхолиной [15]. Но в этой области можно и необходимо сделать много больше. Путь к этому лежит через распространение понятия “тектоносфера” на всю мантию [12], а в смысле методического подхода – через ориентацию на нелинейную геодинамику.

Автор приносит большую благодарность Л.П. Виннику за любезное предоставление некоторых новейших публикаций и за весьма полезное собеседование по поводу интерпретации сейсмографических материалов.

Работа выполнена по грантам РФФИ 00-05-64235 и 99-05-64039.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беммелен Р.В. Горообразование. М.: Изд-во иностранной литературы, 1956. 104 с.
2. Галимов Э.М. Нарастание ядра Земли как источник ее внутренней энергии и фактор эволюции окислительно-восстановительного состояния мантии // Геохимия. 1998. № 8. С. 755–758.
3. Геологический словарь. Т. II. М.: Госуд. научно-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1955. 445 с.
4. Кинд Р., Иорген Г. Как глубоко проникают континентальные корни в мантию? // Структуры верхней мантии Земли. М.: ГЕОС, 1997. С. 63–64.
5. Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектоническая природа поверхности Мохоровичича // Проблемы гео-

- динамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10–26 (Тр. ГИН РАН. Вып. 511).
6. Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
  7. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. 472 с.
  8. Павленкова Н.И. Сейсмические модели земной коры и верхней мантии и их геологическая интерпретация // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. II. М.: ГЕОС, 1998. С. 72–75.
  9. Пуцаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разломов // Докл. АН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616–620.
  10. Пуцаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8–24.
  11. Пуцаровский Ю.М. Сейсмотомография, тектоника и глубинная геодинамика // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 518–522.
  12. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А. и др. Глубинная тектоника Земли: строение, структурная асимметрия, геодинамика геосфер // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 1. С. 88–92.
  13. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
  14. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
  15. Руженцев С.В., Моссаковский А.А., Меланхолина Е.Н. Геодинамика Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли: сейсмотомографический аспект. (Постановка проблемы) // Геотектоника. 1999. № 3. С. 5–20.
  16. Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. 532 с.
  17. Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 3. М.: Мир, 1979. 544 с.
  18. Bukowski M.S.T. Taking the core temperature // Nature. 1999. Vol. 401. № 6752. P. 432–433.
  19. Grand S.P. Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth // GSA Today. 1997. Vol. 7. № 4. P. 2–7.
  20. Hilst R.D., Kárason H. Compositional heterogeneity in the bottom 1000 kilometers of Earth's mantle: toward a hybrid convection model // Science. 1999. Vol. 283. № 5409. P. 1885–1888.
  21. Kellogg L.H., Hager B.H., Hilst R.D. Compositional stratification in the deep mantle // Science. 1999. Vol. 283. № 5409. P. 1881–1884.
  22. Lister J.R., Buffett B.A. Stratification of the outer core at the core-mantle boundary // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1998. Vol. 105. № 1–2. P. 5–19.
  23. Navrotsky A. Physics and chemistry of Earth materials // Cambridge University Press, 1994. 413 p.
  24. Semenov V.Yu., Jozwiak W. Model of the geochemical structure of the mid- and lower mantle in the Europe-Asia region // Geophys. Journ. Int. 1999. Vol. 138. P. 549–552.
  25. Su W.-J., Woodward R.L., Dziewonski A.M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // J. of Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B4. P. 6945–6980.
  26. The Journal of the Geological Society of Japan. 1994. Vol. 100. № 1. P. VI–VII.
  27. Yoshida S., Sumita I., Kumazawa M. Growth model of the inner core coupled with the outer core dynamics and the resulting elastic anisotropy // Journ. of Geophys. Res. 1996. Vol. 101. № B12. P. 28085–28103.

Рецензенты: А.А. Моссаковский,  
А.С. Перфильев

## The Tectonosphere of the Earth's Indian-Atlantic and Pacific Segments at Great Depths

Yu. M. Pushcharovsky

*Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

**Abstract**—This paper is based on an analysis of seismotomographic maps prepared for great depths in the mantle. Two columns of maps are compared, one for the Indian-Atlantic [19], the other, for the Pacific [25] tectonic segment of the Earth. They differ substantially in deep structure. It is shown that the large Pacific and Atlantic plumes differ not only in their extent but also in the time of their origin, and also in the history and trend of their evolution. It is stated that the unified recognition of the plumes should be followed by their differentiated analysis. In the Pacific segment, the anomalous areas are more extensive, and their distribution at all depths is generally subordinate to two global structures, the Pacific Ocean and the Circum-Pacific tectonic belt. The seismic pattern is contrasting there. Finely patchy areas, their anomalous fields being less contrasting, are widespread in the Indian-Atlantic segment. In this segment, the oceans do not manifest themselves at great depths. Lateral changes over the areas were caused by tectonic motions of deep-seated masses. It follows that the tectonosphere includes all mantle's geospheres, instead of the upper mantle's ones alone, as is generally believed.

УДК 551.242.055(470.32)

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ-РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ВОРОНЕЖСКОГО МАССИВА

© 2000 г. В. А. Буш, Ю. Н. Ермаков, Л. Н. Уйманова

*Институт тектоники литосферных плит РАН*

Поступила в редакцию 13.05.96 г.

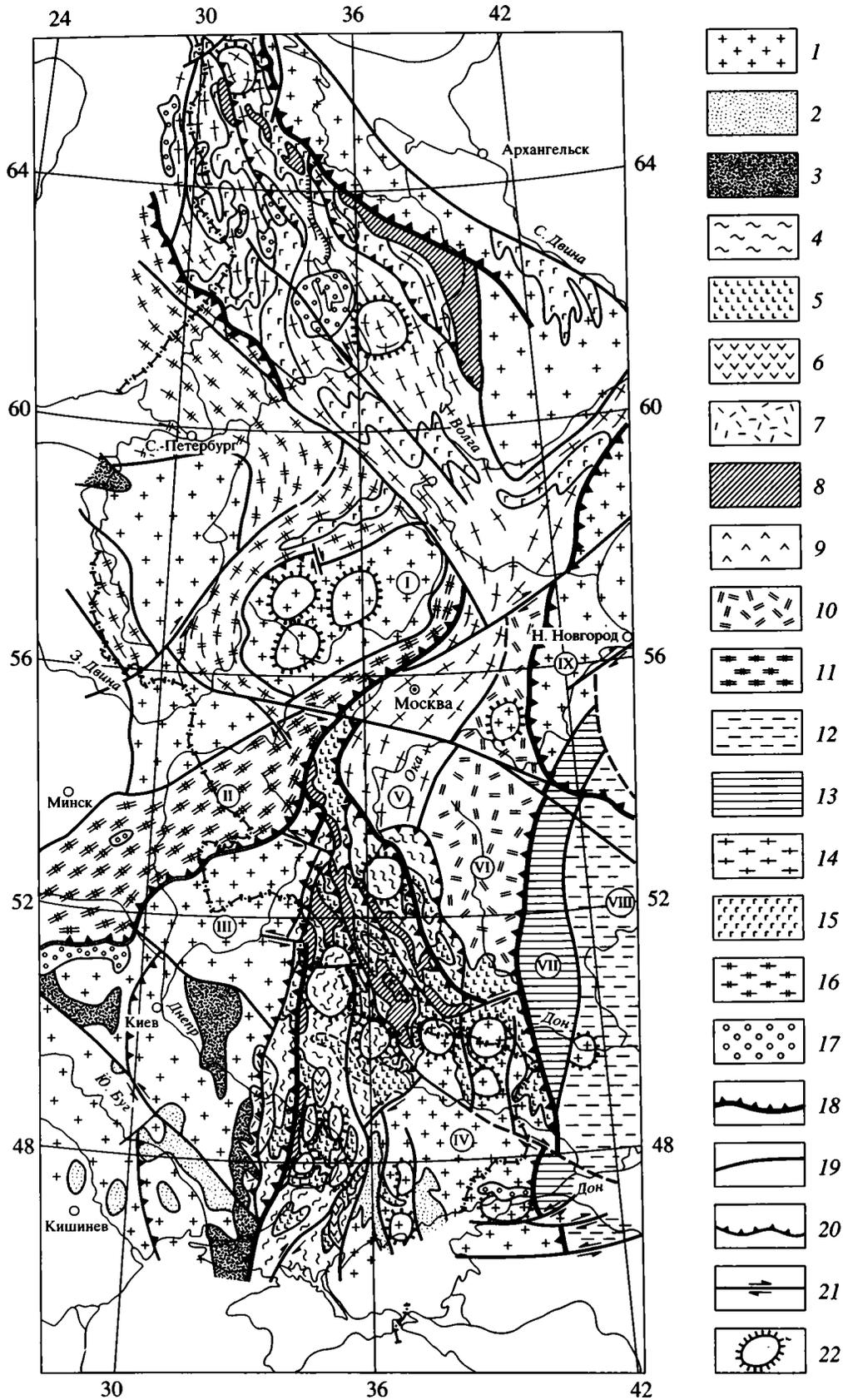
На основании имеющихся геологических данных предложена геодинамическая модель развития до-рифейских структур Воронежского массива и его южного и северного продолжений. Выделены гранито-гнейсовые массивы протоконтинентальной коры с фрагментами архейских осадочных чехлов (Брянско-Подольский и Приазовский блоки), разделенные Карельско-Курско-Криворожским гранит-зеленокаменным поясом. В последнем установлены протоокеанические коматиит-базальтовые формации, последовательно дифференцированные вулканические островодужные комплексы, свидетельствующие об явлениях субдукции, глубоководные джеспилитоносные терригенные отложения задуговых морей, карбонатно-терригенные морские толщи, коллизионные гранитоиды. На востоке массива фиксируется раннепротерозойская активная континентальная окраина, по коллизионному шву контактирующая с одновозрастной пассивной окраиной Волго-Уральского протоконтинентального массива. Подчеркивается роль коллизионных швов столкновения, надвиговых и шарьяжных структур в строении дорифейского фундамента.

В последние годы предпринимается все больше попыток интерпретировать докембрийскую геологическую историю и структуру с позиций тектоники литосферных плит. Из них для территории Восточно-Европейской платформы следует упомянуть прежде всего работы [1, 3, 5–8]. Последняя по времени сводка по геологии, структуре и металлогении докембрия Украинского щита, Воронежского и Белорусского массивов позволила авторам предложить новый [2], во многом, видимо, еще не совершенный вариант геодинамической интерпретации структуры зеленокаменных поясов Воронежского массива и их продолжений к югу и северу. При этом основное внимание уделялось выявлению магматических комплексов-индикаторов [4], позволяющих, не взирая на осо-

бенности наложенного метаморфизма, наметить палеогеографические и геодинамические условия формирования структур с использованием принципов актуализма.

К числу таких комплексов принадлежат прежде всего толщи подводных вулканитов коматиитового и толеит-базальтового составов, ассоциирующие с гипербазальтами и базитами, хотя бы и без полного набора признаков классических офиолитовых ассоциаций неогей: мы предполагаем, что эти комплексы маркируют протоокеанические обстановки. Следующим характерным комплексом-индикатором являются последовательно дифференцированные вулканы известково-щелочного состава: можно полагать, что такие базальт-андезит-риолитовые ассоциации свидетель-

**Рис. 1.** Схема распространения геодинамических комплексов-индикаторов Карельско-Курско-Криворожского гранит-зеленокаменного пояса и его окружения М-6 1 : 10000000. 1–3 – массивы протоконтинентальной коры: 1 – катархейско-архейское метабазит-гранулитовое основание массивов, 2 – позднеархейский чехол протоконтинентальных массивов, 3 – раннепротерозойский чехол протоконтинентальных массивов; 4–10 – гранит-зеленокаменный Карельско-Курско-Криворожский пояс: 4 – выступы раннеархейского диафорированного метабазит-гранулитогнейсового основания, 5 – позднеархейский протоокеанический комплекс зеленокаменных прогибов, 6 – позднеархейские известково-щелочные островодужные вулканы, 7 – позднеархейские известково-щелочные вулканы активной окраины, 8 – раннепротерозойские осадочные толщи субдукционного комплекса, 9 – раннепротерозойские островодужные вулканы субдукционного комплекса, 10 – раннепротерозойские последовательно дифференцированные известково-щелочные вулканы активной окраины; 11–13 – пограничные структуры Карельско-Курско-Криворожского пояса: 11 – раннепротерозойские коллизионные комплексы Волынского пояса, 12 – раннепротерозойские терригенные толщи осадочного клина пассивной окраины Волго-Уральского микроконтинента, 13 – толщи пассивной окраины с гипербазит-базитовыми расслоенными интрузиями; 14–17 – окружающие структуры: 14 – архейские гранулитогнейсовые комплексы Карелии, 15 – архейско-раннепротерозойские зеленокаменные прогибы Карелии, 16 – раннепротерозойские супракуральные образования Свекофеннского пояса, 17 – протерозойские молассы, базальтовые и субщелочные вулканы стадии кратонизации; 18–22 – структурные элементы: 18 – швы столкновений, 19 – главные разломы, 20 – надвиги и шарьяжи, 21 – сдвиги, 22 – крупнейшие гранито-гнейсовые купола. Римскими цифрами в кружках обозначены наименования структурных единиц: I – Верхневолжский массив, II – Волынский пояс, III – Брянский блок, IV – Приазовско-Россошанский массив, V – Ливенско-Белевский блок, VI – Воронежская зона, VII – Эртильская подзона, VIII – Калачская подзона, IX – Токмовский массив.



ствуют о явлениях субдукции. Расслоенные гипербазит-базитовые интрузии, часто совмещенные с контрастными базальт-риолитовыми вулканическими сериями, отмечают рифтогенные структуры растяжения протоконтинентальной коры. Мощные пояса кислых и ультракислых гранитоидов, сопровождаемые красноцветными молассами и вулканическими сериями кислого и щелочного состава, очевидно развиваются в условиях столкновения протоконтинентальных литосферных блоков. Метаосадочные образования: граувакки, флишоидные толщи, молассоидные отложения, кварцитовые и карбонатные серии, особенно в нижнепротерозойских слабо метаморфизованных породах, также позволяют прийти к актуалистически аргументированным заключениям о палеогеографических условиях их формирования. Относительно небольшую роль при геодинамических реконструкциях докембрия играют проявления палингенного реоморфического гранитоидного плутонизма, проявляющиеся в раннем докембрии на обширных пространствах и в различных геодинамических обстановках.

В докембрийском фундаменте Воронежского кристаллического массива обособляются следующие структурные единицы (рис. 1). На западе располагается *Брянский блок*, сложенный преимущественно мигматит-гранито-гнейсовыми образованиями и продолжающийся к югу и юго-западу структурами Подольского блока, хорошо изученными в пределах Украины. На востоке Брянский блок граничит с обширным поясом меридионального простираения, где широко развиты зеленокаменные комплексы архея, железорудные прогибы нижнего протерозоя и разнообразные гранитоиды. Этот гранит-зеленокаменный пояс протягивается от нижнего течения Днепра, включает железорудные бассейны Кривого рога и Курской магнитной аномалии и с изгибом проходит далеко на север, направляясь к восточной части Балтийского щита в Карелию. Мы предлагаем именовать этот гранит-зеленокаменный пояс *Карельско-Курско-Криворожским*. К востоку от этого пояса лежит *Ливенско-Белевский блок*, где вновь широкое развитие получают гранито-гнейсовые образования. Южное продолжение этой полосы может быть усмотрено в *Россошанском* и *Приазовском блоках*, разделенных ныне структурами Донбасса. Восточнее Белевского и Россошанского блоков выделяется широкая меридиональная полоса нижнепротерозойских метаосадочных образований – *Калач-Эртильская зона*. Ниже мы рассмотрим геодинамические комплексы-индикаторы главных структурных элементов.

### Гранито-гнейсовые массивы

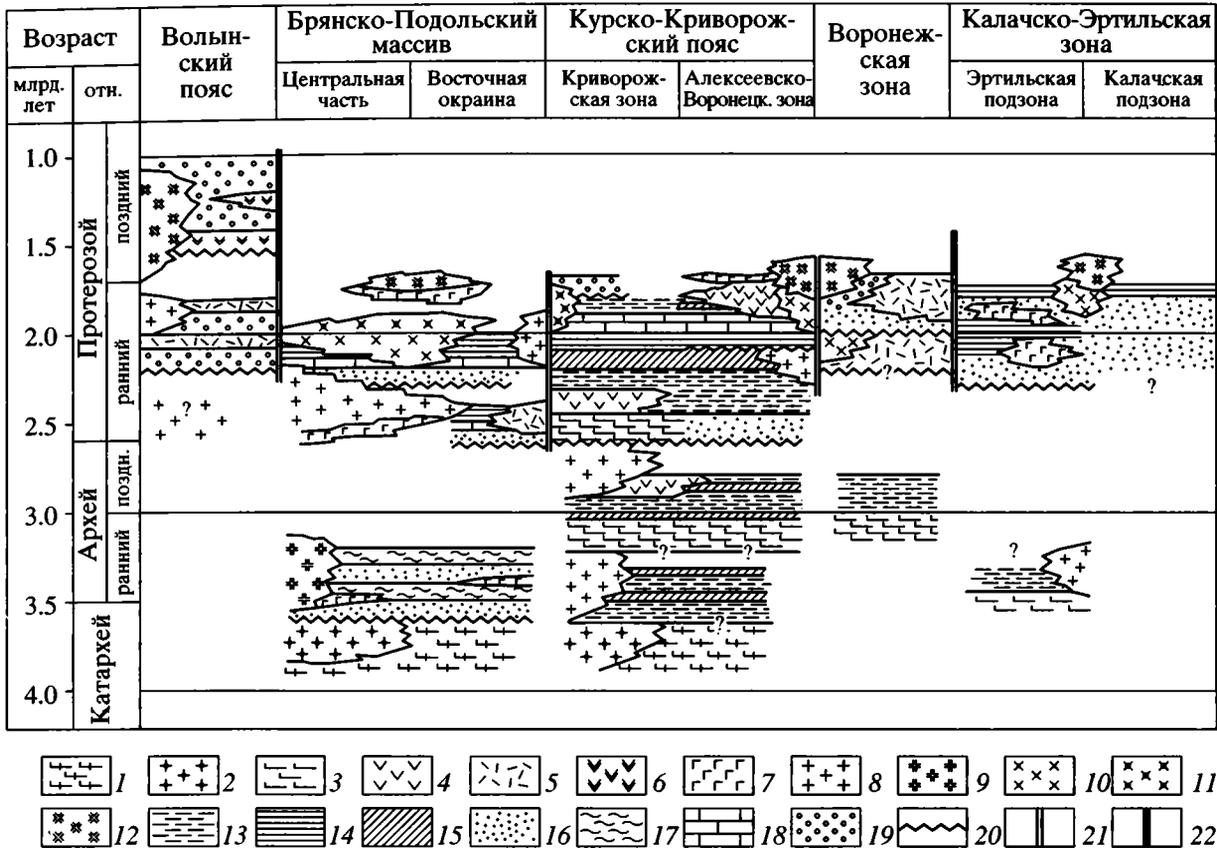
В пределах гранито-гнейсовых массивов (Брянского, Подольского, Приазовско-Россошанского)

обособляется метабазит-гранулитовый протометаморфический слой, метаосадочные формации чехла и реоморфические гранитоиды, слагающие значительные территории. На Брянском блоке метабазит-гранулитовый комплекс выделяется в качестве раннеархейской обоянской серии (рис. 2). Ее слагают различного рода гнейсы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, реликты гранатовых амфиболитов, прослои высокометаморфизованных железистых кварцитов [1]. Местами в них располагаются тела дунит-пироксенит-перидотитового состава. Лучше изучен метабазит-гранулитовый комплекс на Подольском (днепровско-бугская серия) и Приазовском блоках (западно-приазовская серия). Наиболее древние датировки\* (3.8–3.6 млрд. лет) получены из ультраосновных пород; гнейсовые образования датируются 3.6–3.0 млрд. лет. Фрагменты позднеархейского метаморфизованного осадочного чехла выявлены на Подольском (бугская серия) и Приазовском блоках (центрально-приазовская серия). Они представляют собой метаморфизованные образования высокоглиноземистого первичного карбонатно-пелитового и кварцитового составов, сложенные продуктами размыва пород основания и переотложенных кор выветривания. Осадочный чехол содержит ультрабазит-базитовые интрузии рифтогенного типа. Возраст бугской и центрально-приазовской серий колеблется от 3.3 до 2.6 млрд. лет.

Становление гранито-гнейсовых массивов завершается в начале протерозоя мощным этапом гранитизации, отмечающим преобразование коры протоконтинентальных блоков в континентальную. Этот этап открывается на Брянском блоке формированием габбро-долеритовой формации. Затем образуются гигантские массы разнообразных реоморфических гранитоидов и мигматит-гранитные купола (кировоград-житомирский, приазовский, брянский, павловский комплексы, начавшие свое формирование 2.4–2.3 млрд. лет назад и закончившие наиболее молодыми субщелочными внедрениями к 2.0–1.9 млрд. лет). В это же время на Подольском блоке завершается накопление осадочного чехла, к которому можно отнести сланцево-карбонатную формацию тетеревской серии (2.2–2.1 млрд. лет, K–Ar-метод) и метаалевролит-метапесчаниково-сланцевую флишоидную формацию ингуло-ингулецкой серии (2.3–2.0 млрд. лет, K–Ar-метод). На уровне 1.72–1.65 млрд. лет на Подольском и Приазовском блоках формируются сложные габбро-анортозит-рапакиви-гранитные плутоны коростеньского комплекса, напоминающие Бушвельдский комплекс Южной Африки.

Любопытно, что в узкой полосе, протягивающейся вдоль восточной границы кировоградской

\*Примечание. Радиогеохронологические данные здесь и ниже заимствованы нами из работ [1, 2, 3].



**Рис. 2.** Латеральные ряды геодинамических комплексов-индикаторов докембрия Карельско-Курско-Криворожского гранит-зеленокаменного пояса и его обрамлений. 1 – метабазит-гранулитовые комплексы, 2 – тоналитовые серогнейсовые комплексы, 3 – толеит-базальтовые и коматитовые формации протоокеанической коры, 4 – последовательно дифференцированные известково-щелочные вулканоплутонические островодужные комплексы, 5 – последовательно дифференцированные известково-щелочные вулканоплутонические комплексы активных окраин, 6 – щелочные магматиты, 7 – базит-гипербазитовые плутонические комплексы, 8 – плагиогранит-диоритовые гранитоидные комплексы, 9 – чарнокит-эндербитовые плутонические комплексы, 10 – нормальные кали-натровые гранитоидные комплексы, 11 – калиевые субщелочные гранитоидные комплексы, 12 – щелочные плутонические комплексы, 13 – морские пелитовые формации, 14 – ритмично-слоистые терригенные флишоидные формации пассивных континентальных окраин, 15 – железистые кварциты и железисто-кремнистые морские глубоководные формации, 16 – морские терригенные формации, 17 – высокоглиноземистые пелитовые формации, 18 – морские карбонатные формации, 19 – континентальные молассовые формации, 20 – границы размывов и угловых несогласий, 21 – субдуктивные границы литосферных микроплит и блоков, 22 – коллизионные границы литосферных микроплит и блоков.

части Подольского блока, к ингуло-ингулецкой серии отнесена [2] толща, в основании которой лежит метапесчаниково-сланцево-карбонатная формация, сменяющаяся метаандезит-метабазальтовой формацией возрастом 2.5–2.4 млрд. лет. Эта краевая вулканическая полоса может быть отождествлена с активной окраиной протоконтинентального Брянско-Подольского массива.

**Гранит-зеленокаменный пояс**

Карельско-Курско-Криворожский гранит-зеленокаменный пояс (далее “пояс КК”) протягивается в меридиональном направлении от нижнего течения Днепра через территорию КМА, откуда он по характерным положительным магнитным аномалиям прослежен через район г. Москвы к Рыбинскому водохранилищу. На территории Во-

ронежского массива в поясе КК выделяются многочисленные выходы раннеархейского диафторированного метабазит-гнейсово-гранулитового основания пояса (обоянская серия), похожего по составу на тоналитовые серые гнейсы.

В южной приднепровской части пояса КК амфиболит-гнейсовое основание (аульская и росинско-тикичская серии) сохранилось лишь фрагментами среди более молодых гранитоидов. Аульская серия сложена биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, амфиболитами первично толеитового (типа СОХ) состава [3], гиперстенowymi и диопсидовыми кристаллическими сланцами (омоложенный К-Аг-возраст 3.1–2.8 млрд. лет). Росинско-тикичская серия по составу ближе к толеитам островодужного типа [2] и отличается присутствием железистых кварцитов. Ее возраст (тоже омоложенный) – 2.7–2.5 млрд. лет. Местами

здесь обособляются тела перидотитов и пироксенитов. Эти толщи представляли собой базальтовые, граувакковые и железисто-кремнистые формации, по присутствию последних надежно отличающиеся от раннеархейских образований протоконтинентальных массивов (см. рис. 2).

Характерной особенностью обоянской серии является широкое распространение мигматизации и анатексиса, в результате чего был образован плагиомигматит-плагиогранитный салтыковский комплекс, представленный плагиогранитами, тоналитами, гранодиоритами и плагиомигматитами по породам обоянской серии. На юге к этому этапу принадлежат плагиограниты и плагиомигматиты звенигородского и шевченковского комплексов (3.1–2.7 млрд. лет, K–Ar-метод) и мигматиты гранодиоритового и диоритового состава (днепропетровский комплекс, 3.0–2.8 млрд. лет, K–Ar-метод).

Структура раннеархейского основания пояса КК примечательна крупными гранито-гнейсовыми куполами, выявленными как в приднепровской части пояса, так и на южном склоне Воронежского массива (Сумской блок, район Харькова, Россошанский блок). Один из таких куполов установлен в районе города Орла. В остальных случаях структуры выступов амфиболит-гнейсового основания пояса принадлежат преимущественно к линейному типу.

На нижнеархейском основании пояса КК в пределах Воронежского массива располагается верхнеархейский протоокеанический зеленокаменный комплекс михайловской серии, слагающий относительно узкие прогибы, характеризующиеся извилистыми очертаниями. Разрез михайловской серии открывает метакоматиит-базальтовая формация александровской свиты – амфиболиты, коматииты, ортогнейсы и кристаллические сланцы основного, редко среднего составов, прослой кварц-магнетит-силикатных пород. По данным Н.М. Чернышева и В.М. Бочаровой коматииты михайловской серии по составу приближаются к кумулятивному комплексу, а ультраосновные и основные породы, ассоциирующие с коматиитами – к океаническим габбро и офиолитовым толеитовым базальтам. Можно заключить, что как излившиеся, так и плутонические породы зеленокаменных прогибов Воронежского массива близки к соответствующим породам современной океанической коры.

В наиболее глубоких зеленокаменных прогибах сохранилась верхняя часть разреза михайловской серии – лебединская свита вулканогенно-терригенного состава. Она представлена амфиболитами, кварцевыми порфиридами риолитового и дацитового составов, диабазовыми и андезитовыми порфиридами, апотерригенными слюдяными сланцами, метапесчаниками, кварцитами, железистыми кварцитами. Местами породы

мигматизированы и гранитизированы. Последовательно дифференцированные вулканиты лебединской свиты имеют островодужный характер и их можно связывать с субдукцией отдельных литопластин протоокеанической коры александровской свиты либо друг под друга, либо под литосферные блоки, сложенные обоянским основанием. С известково-щелочными вулканитами верхов михайловской серии связан плагиогранитный усманский комплекс (2.8–2.6 млрд. лет), состоящий из гранодиоритов, плагиогранитов, тоналитов, диоритов, габбро-диоритов. Его формирование во многих случаях породило мигматизацию и гранитизацию пород михайловской серии.

В южной приднепровской части пояса КК протоокеанический комплекс представлен конкско-верховцевской серией, слагающей изолированные зеленокаменные синклинии, обладающие классическими извилистыми, нередко дихотомизирующими очертаниями [2, 4]. В промежутках между зеленокаменными прогибами располагаются гранито-гнейсовые купола, где выходит гранитизированное основание (аульская серия). Базальные горизонты конкско-верховцевской серии сложены толщей метаморфизованных толеитов и коматиитов, содержащих горизонты железистых кварцитов. Выше следуют железисто-кремнистые и сланцево-метапесчаниковые толщи, затем андезитовые и диабазовые порфиритоиды, кварциты, метакератофиры, метагравелиты и метапесчаники в низах толеитового, в верхах известково-щелочного и шошонитового составов. Эта формация классического островодужного типа присутствует только в наиболее глубоких синклинариях [2]. Конкско-верховцевская серия сопровождается интрузиями габбро, габбро-диабазов, перидотитов, пироксенитов, гарцбургитов. Возраст ее 3.2–2.8 млрд. лет (U–Pb-метод). Зеленокаменные синклинии Приднепровского блока прорваны плагиогранитными интрузиями сурскотокского комплекса возрастом от 3.1–2.9 (Sm–Nd-метод) до 2.8–2.6 млрд. лет.

Структура протоокеанического зеленокаменного пояса КК, как это свойственно гранит-зеленокаменным поясам иных континентов, характеризуется сочетанием гранито-гнейсовых куполов и зеленокаменных прогибов-синклинорий. Обычные размеры прогибов – 30–100 км по простиранию и 10–15 км в ширину. Прогибы огибают купола, причудливо извиваются между ними, часто дихотомизируют и расщепляются перед куполами. Лишь у разлома вдоль западной границы пояса КК с Брянско-Подольским протоконтинентальным массивом зеленокаменные прогибы имеют линейную форму, моноклиальное строение и вытянуты в меридиональном направлении. Такой тип структуры позволяет предполагать, что протоокеанический коматиит-толеитовый комплекс с перекрывающими его железисто-кремнистыми

и пелитовыми отложениями первоначально формировался широким плащом на больших пространствах и лишь после общего сжатия и образования гранито-гнейсовых куполов был расчленен на отдельные синклинии и моноклинали. В промежутках между куполами протоокеанский комплекс либо удален эрозией, либо полностью переплавлен: остатки его иногда сохраняются в провесах кровли гранито-гнейсовых куполов. Последовательно дифференцированные известково-щелочные островодужные серии залегают лишь в некоторых зеленокаменных прогибах. Вероятно, такие разрезы формировались вблизи от зон субдукции протоокеанической коры, причем выплавка вулканических магм в условиях горячей литосферы могла происходить на относительно небольших глубинах – первые десятки километров. Массовая плагиогранитизация и мигматизация архейских комплексов на уровне 2.9–2.6 млрд. лет с образованием гранито-гнейсовых куполов, видимо, свидетельствует о заклинивании зон субдукции блоками метабазит-гранулитового основания и условиях общей коллизии мелких протоконтинентальных блоков.

Не разрешенной до сих пор проблемой является структурное положение метабазит-гранулитового основания пояса КК. Имеется точка зрения об аллохтонном тектоническом залегании протоокеанических комплексов на более древнем раннеархейском основании [4]. Однако большое число выступов этого основания, их разнообразные размеры, очертания и строение, некоторые различия раннеархейских комплексов в пределах пояса КК и на протоконтинентальных массивах (рис. 2) – все это скорее свидетельствует о нормальной двуслойной структуре архея зеленокаменного пояса. Решение этого вопроса приходится оставить на будущее.

Нижнепротерозойские структуры гранит-зеленокаменного пояса КК резко отличаются от верхнеархейских. Супракрустальные образования нижнего протерозоя в поясе КК занимают линейные прогибы, имеющие синклинорную или же моноклиналную структуру, тесно связанные структурно и генетически с крупными разломами, обычно представляющими собой надвиги, падающие в западных румбах. Такие синклинии именуются обычно шовными железорудными прогибами. В пределах Воронежского массива выделяется три главных цепи таких прогибов (см. рис. 1): на западе вдоль границы с Брянско-Подольским протоконтинентом – Криворожско-Крупецкая, в осевой части пояса – Белгородско-Михайловская и на востоке, вдоль границы с Воронежской зоной – Алексеевско-Воронецкая. Между полосами железорудных прогибов располагаются относительные поднятия, где выступают гранитизированные и мигматизированные породы архейского основания пояса. Между первой и

второй полосами лежит Сумской выступ, между второй и третьей – Курский. Раннепротерозойские структуры, сохраняя общее субмеридиональное простирание пояса КК, несогласно накладываются на структуры архея и отделены от них отчетливо выраженной поверхностью размыва и углового несогласия. Степень метаморфизма нижнепротерозойских образований хотя и неравномерная, но в целом невысокая (зеленосланцевые фации), что облегчает актуалистические реконструкции.

На территории Воронежского массива нижнепротерозойские образования открываются курской серией, в основании которой прослеживается базальная игнатеевская толща – конгломераты, гравелиты, полимиктовые песчаники, кварциты с прослоями доломитов и известняков (возраст по U–Pb-методу 2.6 млрд. лет). Выше следует стойленская свита – олигомиктово-кварцевые песчаники и слюдистые кварциты, а также разнообразные слюдистые сланцы. Далее располагается продуктивная железорудная коробковская свита – магнетитовые кварциты, силикатно-магнетитовые, карбонатно-магнетитовые и безрудные кварциты, кварцево-биотитовые филлитовидные сланцы, углеродистые сланцы. Породы курской серии прорываются осколецким плагиогранитным комплексом.

Верхняя оскольская серия нижнего протерозоя почти повсеместно надстраивает разрез курской серии, лишь иногда переходя с нее на архейские образования. В ее низах лежит яковлевская свита – песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты с галькой железистых кварцитов, филлиты, а в верхах – мраморизованные известняки и доломиты. Выше следует роговская свита, сложенная песчаниками, углеродистыми и иными сланцами, также переходящими в верхах в мраморизованные известняки и доломиты. Третья, белгородская свита оскольской серии представлена кварц-карбонатно-слюдистыми сланцами, железистыми кварцитами, алевролитами и песчаниками и содержит прослой мраморизованных известняков и доломитов. Последняя, тимская свита присутствует только в восточной Алексеевско-Воронецкой полосе прогибов и представлена диабазовыми и андезитовыми порфиридами и афиритами, кварцевыми порфирами, дацитами, в меньшей мере толеитовыми базальтами и диабаз-пикритами. Вулканические породы образуют лавовые потоки, эруптивные брекчи, туфы и туффиты. Среди них присутствуют прослой и пачки углеродистых и сульфидсодержащих сланцев и алевролитов. Возраст вулканитов около 2.1–2.0 млрд. лет.

Раннепротерозойский возраст имеют и плутонические породы, размещающиеся среди архейских образований в фундаменте железорудных прогибов. Это дифференцированный базит-ультрабазитовый смординский комплекс: габбро-до-

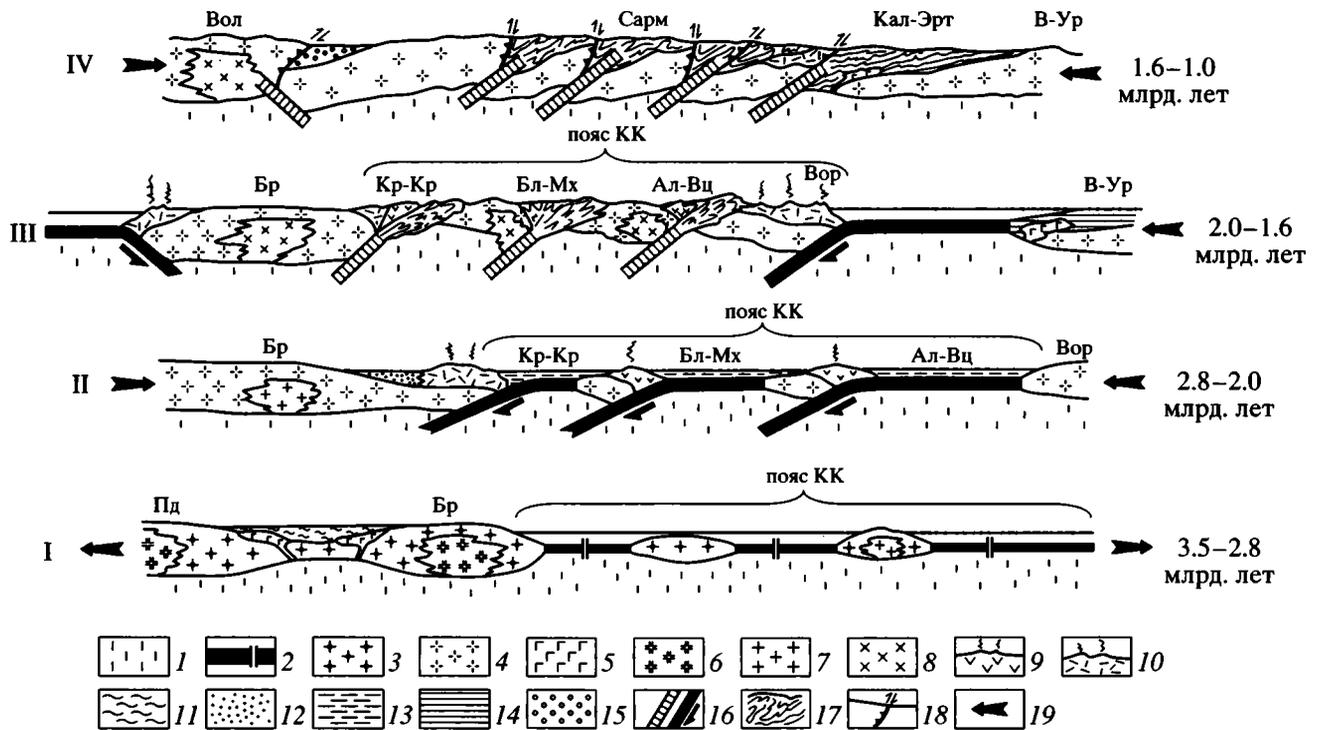


Рис. 3. Геодинамическая схема развития Карельско-Курско-Криворожского гранит-зеленокаменного пояса.

1 – верхняя мантия; 2 – протоокеаническая кора и предполагаемые зоны спрединга; 3 – протоконтинентальная серогнейсовая кора; 4 – континентальная кора; 5–15 – важнейшие комплексы-индикаторы геодинамического режима: 5 – базит-гипербазитовые расслоенные рифтогенные интрузии, 6 – гранитоидные чарнокит-эндербитовые интрузии, 7 – плагιοгранит-тоналит-гранодиоритовые интрузии, 8 – интрузии калиевых нормальных и субщелочных гранитов, 9 – толеитовые и базальт-андезитовые известково-щелочные формации вулканических островных дуг, 10 – последовательно дифференцированные известково-щелочные формации активных континентальных окраин, 11 – эпиконтинентальные пелитовые высокоглиноземистые формации, 12 – эпиконтинентальные кварцито-аркозовые формации, 13 – морские глубоководные терригенные, железисто-кремнистые и мелководные карбонатные формации, 14 – морские ритмично-слоистые терригенные формации пассивной окраины, 15 – континентальные красноцветные молассовые формации; 16–18 – основные структурные элементы: 16 – зоны субдукции отмершие и развивающиеся, 17 – коллизионные складчатые сооружения, 18 – важнейшие надвиги, 19 – направление перемещения литосферных плит и микроплит.

Буквами обозначены структурные элементы: Ал-Вц – Алексеевско-Воронежская зона, Бл-Мх – Белгородско-Михайловская зона, Бр – Брянский массив, Вол – Волынский пояс, Вор – Воронежская зона, В-Ур – Волго-Уральский массив, Кал-Эрт – Калач-Эртильская зона, Кр-Кр – Криворожско-Крупецкая зона, Пд – Подольский массив, Сарм – Сарматский континент.

лериты, габбро-перидотиты, габбро и кварцевые габбро. Более широко распространены диоритовый стойло-николаевский комплекс: диориты, гранодиориты, кварцевые диориты, габбро-амфиболиты. Видимо, смородинскому комплексу синхроничен карбонатитовый волоконовский комплекс: карбонатиты, фениты, сиениты, щелочные метасоматиты. Эндогенная активность пояса КК в пределах Воронежского массива завершается мощным импульсом коллизионного гранитоидного плутонизма, датированым 2.1–1.8 млрд. лет. Это атаманский комплекс порфировидных субщелочных калиевых гранитов, гранодиоритов, граносиенитов, диоритов, размещающихся преимущественно в породах архейского основания, а также мигматиты по породам обоянской, михайловской, курской и оскольской серий. 1.8–1.6 млрд. лет назад сформированы щелочные ин-

трузии центрального типа – сиениты, граносиениты, габбро-пироксениты, метасоматиты карбонатитового и камфоритового составов (шебекинский комплекс). Весь этот магматизм очевидно свидетельствует о существовании зрелой континентальной коры.

Отложения железорудных прогибов пояса КК формировались в морских бассейнах в относительно глубоководных условиях. Для них характерна турбидитная градационная слоистость, типично проявленная в железистых кварцитах. Значительную роль в разрезах играют породы первичного пелитового состава. При снижении притока кластического материала широкое распространение получают карбонатные и кремнистые толщи. На протяжении всего раннего протерозоя прослеживается снос с прилегающих континентальных блоков (олигомиктово-кварцевый

и кварцевый состав песчаников). Толща последовательно дифференцированных вулканитов тимской свиты в верхах оскольской серии по набору пород типична для островодужных комплексов (к сожалению, сведений о химизме пород тимской свиты в опубликованной литературе нами не обнаружено). В целом нижнепротерозойские образования пояса КК, видимо, накапливались в условиях вулканических островных дуг и задуговых, временами достаточно глубоководных бассейнов (турбидиты). Это позволяет реконструировать поверхность субдукции, пролежавшую между Алексеевско-Воронецкой и Воронежской зонами, очевидно в зоне Тим-Острогожского разлома (см. рис. 3).

В южной приднепровской части пояса КК раннепротерозойское развитие протекало сходным образом. На юге Криворожско-Крупецкой зоны прогибов нижний протерозой представлен криворожской серией, отделенной от Кировоградского блока крутым надвигом, падающим к западу. В основании криворожской серии располагаются метабазальт-метаандезитовые толщи, перекрытые ритмично-слоистой глубоководной джеспилитовой формацией. Эта часть разреза датируется 2.5–2.1 млрд. лет (U–Pb-метод). Вулканиты принадлежат толеитовой островодужной и известково-щелочной сериям [2], причем отмечается увеличение щелочности в западном направлении в соответствии с наклоном зоны субдукции. Выше следуют терригенно-карбонатно-сланцевые толщи (возраст 2.0–1.8 млрд. лет). Завершает разрез криворожской серии толща метаконгломератов, метапесчаников, метаалевролитов, сланцев, напоминающая молассу [1]. Ее возраст 1.8–1.7 млрд. лет. Криворожскую серию прорывают граниты кировоград-житомирского комплекса возрастом 1.88 млрд. лет.

В формациях низов криворожской серии можно видеть аналоги разрезов вулканической островной дуги, сменяющихся сверху разрезами глубоководного задугового бассейна. Этот бассейн закрылся при общем сжатии пояса КК вследствие надвигания на него Кировоградского блока, отмеченного формированием гранитов и моласс около 1.8 млрд. лет назад, причем структуры вулканической островной дуги были тектонически совмещены со структурами одновозрастной активной континентальной окраины (ингуло-ингулецкая серия Кировоградского блока, см. рис. 2).

К северо-востоку от Алексеевско-Воронецкой зоны прогибов, за крупным Тим-Острогожским надвигом, возможно, унаследованным от раннепротерозойской зоны субдукции, располагается Ливенский блок, сложенный преимущественно образованиями обоянской серии и фрагментами зеленокаменных пород михайловской серии, шарьированными к северо-востоку. Характерно ограничение Ливенского блока крупным разрывом, описывающим выпуклую к северо-востоку дугу с

падением сместителя в юго-западном направлении, а также дугообразные простирания структур в аллохтонном блоке, конформные его разрывному ограничению и резко несогласно, с торцовым сочленением накладывающиеся на северо-западные структуры Белевского блока, протягивающиеся далеко на север. Шарьирование аллохтонного Ливенского блока, видимо, произошло ранее 1.8 млрд. лет назад после отмирания Тимской вулканической дуги и перед становлением интрузий атаманского комплекса. Архейские структуры Ливенско-Белевского блока и основания лежащей восточнее Воронежской зоны возможно представляют собой крупный террейн-микроконтинент, заклинивший собой Тим-Острогожскую зону субдукции и обусловивший ее перескок к востоку, в Лосевско-Мамонскую зону.

Восточнее Ливенского и Белевского блоков располагается Воронежская зона, по особенностям магматизма схожая с активными континентальными окраинами. Нижняя часть ее разреза представлена лосевской серией, условно отнесенной к средней части нижнего протерозоя [2] и налегающей на юге на мигматизированные зеленокаменные толщи михайловской серии. Основание лосевской серии сложено метабазальтовыми, метаандезит-базальтовыми, метаандезитовыми вулканитами и амфиболитами. В верхней части серии господствуют метариолиты, риолит-дацитовые порфиroidы, их туфобрекчии, туфы и различные сланцы. На значительных пространствах породы лосевской серии мигматизированы при формировании усманского комплекса биотит-роговообманковых гранитов, плагиогранитов, гранодиоритов, редко диоритов. Здесь же отмечаются внедрения габбро, габбро-амфиболитов, габбро-норитов, роговообманковых перидотитов и оливиновых вебстеритов рождественского комплекса.

Верхнюю часть разреза Воронежской активной окраины формирует красноцветная воронежская свита, отличающаяся от лосевской серии незначительной степенью метаморфизма. В ее низах залегает базальная терригенная толща, сложенная туфоконгломератами, туфопесчаниками и туффитами с прослоями лавобрекчии андезитового состава. Галька представлена метабазальтами, метаандезитами, метариолитами лосевской серии, плагиогранитами усманского комплекса, песчаниками и сланцами. Среднюю часть воронежской свиты образуют аггломератовые туфы, туффиты, туфопесчаники с прослоями магнетит-гематитовых туфопесчаников, покровами базальтов, андезитов, риодацитов. В верхах свиты господствуют базальты, андезито-базальты, андезиты и их пирокласты с субвулканическими телами порфиритов и андезитовых лампроитов. На многих участках воронежская свита имеет терригенный состав и слагается песчаниками, гравелитами, конгломератами и филлитовид-

ными сланцами. Воронежская свита вероятнее всего отлагалась в континентальных условиях. Формирование активной окраины завершилось внедрением лискинского комплекса порфиридных гранитов и граносиенитов, биотитовых субщелочных гранитов с телами аплитов и пегматитов (возраст около 1.8 млрд. лет).

Известково-щелочной последовательно дифференцированный характер магматизма лосевской серии и воронежской свиты, в значительной мере континентальный характер накопления последней без особых натяжек позволяют считать Воронежскую зону активной континентальной окраиной, сопряженной с зоной субдукции, располагавшейся, видимо, к востоку от нее. Последняя скорее всего отвечает падающему на запад крупному надвику Лосевско-Мамонского разлома. Он протягивается в меридиональном направлении от Белой Калитвы через Павловск восточнее Воронежа вплоть до Рязьска. Этот же разлом одновременно является восточной границей пояса КК в пределах Воронежского массива.

К востоку от пояса КК докембрийский фундамент слагают нижнепротерозойские метатерригенные толщи Калач-Эртильской зоны, которая разделяется на две подзоны: западную Эртильскую со значительным содержанием расслоенных интрузий базит-гипербазитового состава и восточную Калачскую – амагматичную. Основанием формаций Калач-Эртильской зоны служат архейские гнейсы и амфиболиты, условно параллелизуемые с обоянской серией. На них с разрывом и резким несогласием налегает нижнепротерозойская воронцовская серия, слагающая как Эртильскую, так и Калачскую подзоны. В составе серии обособляется три толщи. Нижняя представлена метапесчаниками и двуслюдяными сланцами в ритмичном чередовании, с прослоями андалузитовых и ставролитовых сланцев. Местами эта толща превращена в биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-кордиеритовые и иные гнейсы и мигматиты. Средняя вулканогенно-терригенная толща образована сланцами и метаалевролитами, графитовыми сланцами, олигомиктовыми метапесчаниками и туфопесчаниками с прослоями вулканитов основного состава. В верхах средней толщии также отмечается ритмичное флишеподобное чередование сланцев, алевролитов и песчаников. Верхняя толща воронцовской серии слагается филлитовидными графитовыми сланцами и песчаниками.

Среди образований воронцовской серии Эртильской подзоны располагаются интрузии мамонского комплекса (возраст 2.1 млрд. лет), представленные перидотитами, реже оливинитами, дунитами, верлитами, вебстеритами, габбро, оливиновыми и безоливиновыми габбро-норитами, троктолитами, иногда габбро-диоритами и диоритами. Интрузии образуют расслоенные, ча-

сто воронкообразные тела округлых очертаний. В отдельных плутонах встречаются пироксеновые, роговообманковые, кварцевые диориты, реже гранодиориты и габбро-диориты еланского комплекса. По числу и размерам интрузиям мамонского комплекса резко уступают округлые тела гранитоидов бобровского комплекса, образованные биотитовыми и двуслюдяными гранитами, мигматитами, гранит-аплитами, пегматитами. Последние магматические внедрения в Эртильской зоне представлены редкими телами щелочных интрузий артюшинского комплекса: пироксен-рибекитовыми сиенитами, сиенит-порфирами и сиенитами.

Раннепротерозойское осадконакопление Калач-Эртильской зоны ближе всего соответствует геодинамическим и палеогеографическим условиям пассивной континентальной окраины. Расслоенные базит-гипербазитовые интрузии мамонского комплекса имеют рифтогенный характер и свидетельствуют о растяжении земной коры. Непосредственное соседство активной окраины с одновозрастной пассивной окраиной при нормальном развитии невозможно и говорит о том, что Мамонский разлом, разделяющий эти две зоны, является коллизионным швом столкновения или же крупномасштабным сдвигом. По этому шву приведены в тектонический контакт активная окраина Воронежской зоны и пассивная окраина лежавшего восточнее Волго-Уральского микроконтинента. Коллизия произошла после полного поглощения океанической коры в зоне субдукции Лосевско-Мамонского разлома, обусловившей формирование активной окраины. Это событие имело место в конце раннего протерозоя и, видимо, маркировано интрузиями гранитов бобровского комплекса.

### Структуры северного продолжения пояса

Геодинамическое моделирование структуры Карельско-Курско-Криворожского гранит-зеленокаменного пояса позволяет с новой точки зрения проанализировать строение метаморфического фундамента западной части Московской синеклизы, прилегающей с севера к Воронежскому массиву. Для этих построений использована структурная интерпретация данных об аномалиях гравитационного и магнитного полей этой территории, осуществленная независимо В.Б. Бронштейном (Центргеология) и А.А. Фельдманом (ЦНИГРИ). Основной задачей структурного анализа было выявление по интенсивности аномалий, их плановым очертаниям и частотным характеристикам наиболее ярких по геофизическому выражению структурных элементов метаморфического фундамента: зеленокаменных прогибов, гранито-гнейсовых куполов, плутонических тел базит-гипербазитового и гранитного составов. Для их дис-

криминации были использованы обычные, широко применяемые в практике геологической интерпретации геофизических данных закономерности и критерии.

Брянский массив сопровождается положительными и отрицательными аномалиями изометричных очертаний и заканчивается в районе Людиново (рис. 1). К востоку от него по интенсивным высокочастотным узким положительным аномалиям прослеживаются зеленокаменные прогибы пояса КК, сперва склоняющиеся к северо-северо-западу в районе Сухиничей, а затем поворачивающиеся на север и далее на северо-восток. Криворожско-Крупецкая зона на севере, видимо, имеет аллохтонное залегание и в свою очередь тектонически перекрывается с запада краевым надвигом Брянского массива. Наиболее отчетливо прослеживается осевая Белгородско-Михайловская полоса железорудных и зеленокаменных прогибов. Цепочка магнитных аномалий, намечающая ее продолжение, проходит в северо-восточном направлении через Юхнов, Медынь, Можайск и окрестности Москвы в район Юрьева-Польского, где она приобретает меридиональное простирание и направляется в район Ярославля и Костромы. Здесь в кровле фундамента по сейсмическим данным широко развиты высокоскоростные породы, что вероятно свидетельствует о том, что отрезок пояса КК там, где он изменяет свое простирание на меридиональное, сложен преимущественно гранулитовым его основанием.

Севернее пояса КК, видимо, расщепляется на две ветви. Одна протягивается на северо-северо-восток в район Солигалича, косо пересекая Среднерусский авлакоген (см. рис. 1). Здесь полосы, отвечающие по характеристикам магнитного поля зеленокаменным прогибам, чередуются с полосами высокоскоростных слабомагнитных пород гранулитового основания. Вторая ветвь пояса КК отворачивает в северо-северо-западном направлении в район Пошехонья непосредственно к востоку от Рыбинского водохранилища и на северо-западе смыкается с магнитными аномалиями Карельской складчатой системы юга Балтийского щита, где между этими двумя ветвями пояса КК располагается гранито-гнейсовый Беломорский массив.

Брянский массив обрамляется с северо-запада структурами Волынского коллизионного пояса (2.0–1.6 млрд. лет), сложенного гигантскими массивами гранитоидов кислого и ультракислого состава, сопровождаемых красноцветными моласами, кислыми и щелочными вулканитами. Волынский пояс отражен в физических полях отрицательными значениями аномалий как поля силы тяжести, так и магнитного, с изолированными магнитными максимумами. Эта полоса, постепенно суживаясь, протягивается через район Вязьмы и Гжатска к Волоколамску и Клину вплоть до Переяславля-Залесского, где она раз-

ворачивается в меридиональном направлении и срезается у Рыбинска крупным сдвигом северо-западного простирания. Этот сдвиг соединяется восточнее Ладожского озера с Западно-Карельской шовной зоной, трактуемой в последнее время в качестве зоны раннепротерозойской субдукции [8], трансформированной в начале позднего протерозоя в зону коллизии Свекофеннского и Карельского поясов. По этим геодинамическим характеристикам Западно-Карельская шовная зона полностью аналогична Волынскому коллизионному поясу.

К северо-западу от Волынского пояса располагается Ржевский или Верхневолжский массив, имеющий овальные очертания и протягивающийся в северо-восточном направлении от Нелидова до Рыбинска и на северо-запад от Волоколамска до Вышнего Волочка. Обрамления массива сопровождаются магнитоактивными зонами, видимо, отвечающими выходам гранулит-базитового основания. В центральной части массива господствует отрицательное магнитное поле, свидетельствующее об интенсивной гранитизации пород. Три овально-концентрические структуры, располагающиеся западнее Ржева, в районе Кувшинова и севернее Твери, вероятно маркируют крупные гранито-гнейсовые купола, характерные для протоконтинентальных массивов.

Северо-западнее Верхневолжского массива протягивается в северо-восточном направлении Среднерусский авлакоген. Местами он сопровождается высокочастотными магнитными аномалиями северо-восточного простирания, позволяющими предполагать здесь наличие зеленокаменных прогибов обрамления Верхневолжского массива. Такие же линейные аномалии, но северо-западного простирания отмечаются и к юго-западу от Верхневолжского массива в полосе от Холма-Жирковского до Великих Лук.

Структуры восточного обрамления пояса КК прослеживаются под осадочным чехлом с большими затруднениями из-за ограниченного развития в них высокомагнитных образований. Наиболее надежно можно протянуть на север Эртильскую подзону пассивной окраины Волго-Уральского массива, сопровождаемую округлыми интенсивными положительными магнитными и гравитационными аномалиями, обусловленными базитами и гипербазитами мамонского комплекса. Эта подзона прослеживается в северном направлении, пересекает Рязано-Саратовский авлакоген и заканчивается в районе Кадома.

К западу от северного продолжения Эртильской зоны в пределах пояса КК гравитационное и магнитное поля слабо расчленены и не имеют ярких индивидуальных характеристик, что не позволяет уверенно проследить Воронежскую зону активной окраины. Исключение составляет кольцевая аномалия в районе Чучковского выступа,

разделяющего на две ветви Рязано-Саратовский авлакоген. Эта аномалия лежит южнее г. Спас-Клепики и окружена с запада, севера и востока магнитными максимумами, характерными для зеленокаменных прогибов или же выходов раннеархейского гранулит-базитового основания. Видимо, здесь на поверхность фундамента выведено основание активной окраины Воронежской зоны, формирующее крупный гранито-гнейсовый купол.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемые здесь построения о пересечении Рязано-Саратовского авлакогена структурами докембрийского фундамента противоречат традиционным конструкциям, согласно которым вдоль юго-восточного борта авлакогена проходит мощный зеленокаменный прогиб. Но дело в том, что положительная магнитная аномалия, протягивающаяся от Зарайска в юго-восточном направлении к Моршанску, по которой обычно реконструируют положение этого зеленокаменного прогиба, отличается от аномалий "зеленокаменного" типа своим расплывчатым низкочастотным характером и, напротив, тесно связана территориально именно с авлакогеном, заканчиваясь одновременно с его замыканием. По-видимому, она связана с крупными массами базитов, внедрившимися при заложении Рязано-Саратовского авлакогена (возможно, по модели Вернике). Эта аномалия торцом упирается в четко прослеживаемую непрерывную цепочку высокочастотных аномалий "зеленокаменного" типа, проходящую в северо-северо-восточном направлении от Тулы через Венев до Коломны и намечающую собой границу Белевского блока и Воронежской зоны.

Территория к востоку от Окско-Цнинского вала и Калач-Эртильской зоны (Токмовский свод), видимо, принадлежит Волго-Уральскому массиву, сложенному преимущественно серогнейсовыми и гранито-гнейсовыми комплексами. Аномалии "зеленокаменного" типа для нее не характерны.

Авторы отдают себе отчет в том, что изложенные здесь представления дискуссионны. Подтверждения или опровержения их можно ожидать после углубленного изучения геохронологии, пет-

рохимии и геохимии архейско-протерозойских образований современными методами. Материалов такого рода сейчас совершенно недостаточно.

Мы глубоко обязаны Н.В. Межеловскому (Геокарт) за предложенную им тему и финансирование исследований, результаты которых изложены выше, и считаем также своим приятным долгом поблагодарить Д.В. Рундквиста и М.В. Минца за содержательное обсуждение изложенных в статье положений.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамическая карта Украины. Масштаб 1 : 1000000 / Ред. Л.С. Галецкий, В.Г. Пастухов. Объяснительная записка. Киев: "Геопрогноз", 1993. 213 с.
2. Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы (Украинский щит, Воронежский и Белорусский массивы). Масштаб 1 : 1000000 / Ред. А.И. Зарицкий, Л.С. Галецкий. "Геопрогноз" (Киев), Центрогеология (Москва), ПО "Беларусь" (Минск): 1992.
3. Глевасский Е.Б. Палеогеодинамические реконструкции в раннем докембрии юго-восточной части Украинского щита // Тектоносфера Украины. Киев: Наукова думка, 1988. 168 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
5. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
6. Минц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой // Геотектоника. 1993. № 1. С. 23–46.
7. Слабунов А.И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.
8. Gaal G., Gorbachev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precamb. Res. 1987. V. 35. P. 15–52.

Рецензенты: В.М. Моралев, Ю.С. Геншафт

## A Geodynamic Evolution Model for the Late Archean-Early Proterozoic Structures in the Voronezh Crystalline Massif

V. A. Bush, Yu. N. Yermakov, and L. N. Uimanova

*Institute of Lithospheric Plate Tectonics, Russian Academy of Natural Sciences*

**Abstract**—Based on the available geological data, a geodynamic evolution model is suggested for the pre-Riphean structures of the Voronezh crystalline massif and its southern and northern extensions. The granite-gneiss massifs of protocontinental crust with fragments of the Archean sedimentary cover (the Bryansk–Podolia and North Azov blocks) separated by the Karelia–Kursk–Krivoi Rog granite–greenstone belt are recognized. The latter exhibits protoceanic komatiite–basalt complex indicative of subduction, jaspilite-bearing deep-water deposits of back-arc seas, carbonate–clastic marine deposits, and collisional granites. The eastern sector of the massif is interpreted as the Early Proterozoic active continental margin that contacts (via a collisional suture) a coeval passive margin of the Volga–Ural protocontinental massif. The significant part of collisional sutures, thrusts, and nappes in the pre-Riphean basement structure is highlighted.

УДК 551.248.2(234.852+234.853)

## НОВЕЙШИЕ РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ В ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

© 2000 г. Д. М. Бачманов\*, А. А. Рассказов\*\*

\*Геологический институт РАН, Москва

\*\*Институт литосферы РАН, Москва

Поступила в редакцию 14.04.98 г.

Проведен анализ новейшей разломной тектоники области сочленения Южного и Среднего Урала. Выделены две главные системы нарушений с признаками новейшей активности. Первая имеет северо-восточное простирание и локализована в двух зонах. Вторая система северо-западного направления и состоит из трех зон. Выявлены левосдвиговая составляющая новейших движений по зонам первой системы и правосдвиговая кинематика разрывов второй системы. Сопряженность выделенных систем сдвигов указывает на обстановку субширотного сжатия. Отмечено изменение ориентировки регионального сжатия. Предложена модель формирования озерных котловин характерной формы, выступающих индикаторами кинематики активных разломов. Рассмотрено влияние тектонической активности на формирование и развитие лимногенных комплексов – важных литогенетических и минерагенических индикаторов.

### ВВЕДЕНИЕ

С 1974 г. в Геологическом институте РАН под руководством В.Г. Трифонова ведется работа по интеграции данных об активных разломах Северной Евразии [4]. Накопленная информация позволяет проводить ее дальнейшую обработку и интерпретацию на разных масштабных уровнях [5]. Наибольший интерес представляют данные по активным разломам орогенных областей, приуроченных к конвергентным границам литосферных плит. Активность разломов внутриплитных областей, слабосейсмичных и перекрытых чехлом молодых отложений, изучена меньше и требует дополнительных комплексных исследований.

В этой связи привлекает внимание Уральская область неотектонической активизации, которая отличается рядом особенностей. Несмотря на ярко выраженную шовную природу [2], она не имеет непосредственного сочленения с современными границами литосферных плит и является, таким образом, внутриплитным, в традиционном смысле, образованием. Вместе с тем эта узкая зона повышенной неотектонической активности разделяет Восточно-Европейскую платформу и Западно-Сибирскую плиту – две обширные типично платформенные области с весьма различными геофизическими параметрами литосферы [8].

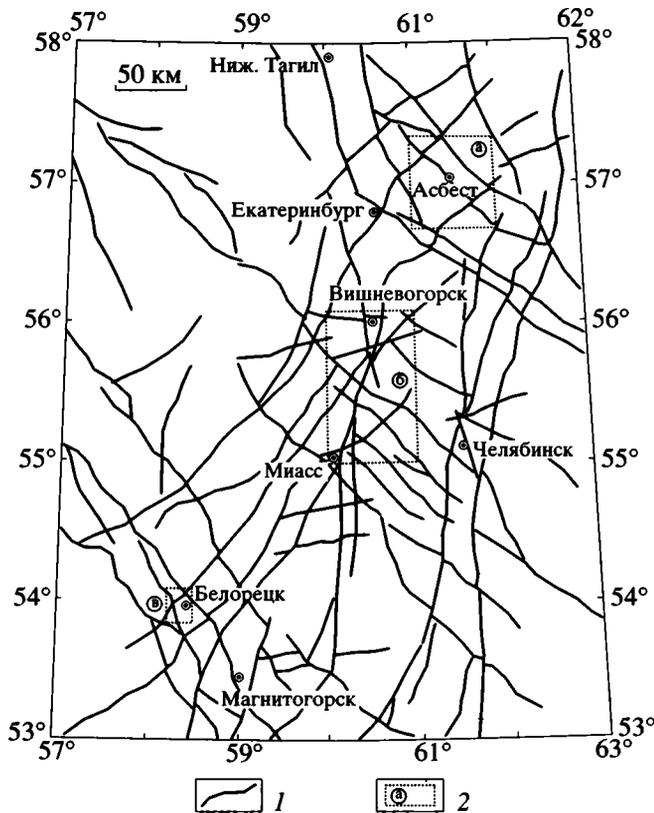
Для понимания природы неотектонической активности Урала особенно важным является выяснение роли Башкирского выступа Восточно-Европейской платформы. Обращает на себя внимание различие ориентировок новейших структур к юго-востоку и к северу от него, их конформность по отношению к границам выступа. Показательно, что эта тенденция сильнее проявляется к востоку от Урала на территории Западной Си-

бири – более молодой платформы. Все это говорит о том, что относительно жесткий Башкирский выступ играет роль своеобразного индентора при взаимодействии двух стабильных блоков литосферы, разделенных Уральской шовной зоной. В таком случае его динамическое влияние необходимо учитывать. К проблемам, требующим решения, необходимо отнести также асимметрию флангов Башкирского выступа и понижение Уральских гор к северо-востоку от него.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ОРИЕНТИРОВКА НОВЕЙШИХ РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР

Дешифрирование топокарт и космоснимков в области сочленения Южного и Северного Урала (от широты Нижнего Тагила до Магнитогорска) позволило получить схему предполагаемых разрывных нарушений, проявленных в современном ландшафте (в частности, в рельефе), т.е. имеющих характерные признаки неотектонической активности. На обобщенной схеме выделяются две главные системы предполагаемых нарушений (рис. 1).

Первая имеет “уральское” северо-северо-восточное простирание и локализована в двух основных зонах. Западная является восточной границей горной области и лучше всего выражена между горами Миасс и Вишневогорск. На юге она разворачивается в юго-западном направлении, а на севере расщепляется на два пучка северо-восточного простирания. Восточная зона, проходящая через г. Челябинск, состоит из двух ветвей и имеет выдержанное северо-северо-восточное простирание. На севере обе зоны “уральской” системы сближаются и частично сливаются друг с другом.



**Рис. 1.** Схема предполагаемых активных разломов.  
1 – линеаменты с признаками неотектонической активности, интерпретируемые как активные разломы;  
2 – участки детальных работ.

Вторая система имеет северо-западное простирание и локализована в трех главных зонах. Северная, проходящая через города Екатеринбург и Асбест, в западной части имеет тенденцию к развороту на север. Южная зона, состоящая из двух пучков, проходит через г. Белорецк. Средняя зона пересекает западную ветвь “уральской” системы севернее г. Миасс и восточнее распадается на серию субпараллельных разрывных нарушений.

Восточные продолжения обеих систем прослеживаются в область развития палеоген-четвертичных отложений чехла Западно-Сибирской плиты, что является дополнительным признаком их активности на новейшем этапе.

### ХАРАКТЕРИСТИКА И ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ СИСТЕМ НОВЕЙШИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

**Геоморфологические данные.** В районе города Асбест (см. рис. 1, участок “а”) разрывные нарушения северо-северо-восточного простирания проявлены в спрямленных элементах гидросети (р. Пышма) и береговой линии (Рефтинское и Белоярское водохранилища). Судя по ориентировке разломных уступов, во всех случаях приподняты

восточные крылья. В зоне пересечения западной ветви “уральской” системы и средней ветви северо-западной системы (район между пос. Карабаш и пос. Кыштым) выявлены характерные уступы склонов antecedentных долин, спрямленные элементы гидросети, а также линейные аномалии растительности на предгорной равнине, связанные со спецификой водонасыщенности и гидрогеохимии активных разрывных зон. В ряде мест, северо-восточнее пос. Карабаш и северо-западнее пос. Кыштым, горизонтальные искривления поперечных грядовых форм рельефа на противоположных бортах antecedentных долин говорят о вероятном левосдвиговом перемещении по разрывам северо-западной ориентировки.

**Структурные наблюдения.** Примером проявления новейшей активности района служит субвертикальный разлом (падение ЮЗ 85°), входящий в южную ветвь системы северо-западного простирания (см. рис. 1, участок “в”), препарированный на северном борту Белорецкого известнякового карьера. В зоне разлома представлены два типа субпараллельных зеркал скольжения, соответствующие разным этапам деформации. Первый тип – это ожелезненные, неровные поверхности с сочетанием признаков левосдвигового скольжения и отрыва, говорящих о растягивающей составляющей перемещения. Второй тип зеркал представляют свежие гладкие притертые поверхности с классическими признаками левого сдвига при небольшой взбросовой составляющей. Таким образом, в обоих случаях данный разлом был левым сдвигом. Однако на ранней фазе активности сдвиг происходил в условиях поперечного растяжения, а на позднем этапе – при дополнительном сжатии. При этом неровность зеркал скольжения первой генерации, вызванная отрывным характером разрушения, обусловила возникновение новой плоскости скалывания во время второй фазы активности. Это и сохранило на более старом зеркале кинематические индикаторы раннего этапа деформации.

**Анализ трещиноватости.** Проведены массовые замеры приразломной трещиноватости вдоль выделенных разрывных нарушений. Наиболее представительные данные получены для района г. Асбест, т.е. области пересечения основной ветви “уральской” системы (северо-восточного простирания на этом участке) с одной из наиболее мощных зон разломов северо-западной ориентировки (участок “а” на рис. 1). Замерялись только наиболее свежие, предположительно обновленные, тектонические трещины. На стереограммах плотности полюсов трещин заметны так называемые “пояса трещиноватости”, связанные с последними перемещениями по этим разрывам. Был использован метод В.Н. Даниловича [1], позволяющий, при наличии пояса трещиноватости, вычислить ориентировку направления смещения по разлому известного простирания. Примеры реконструкций для наи-

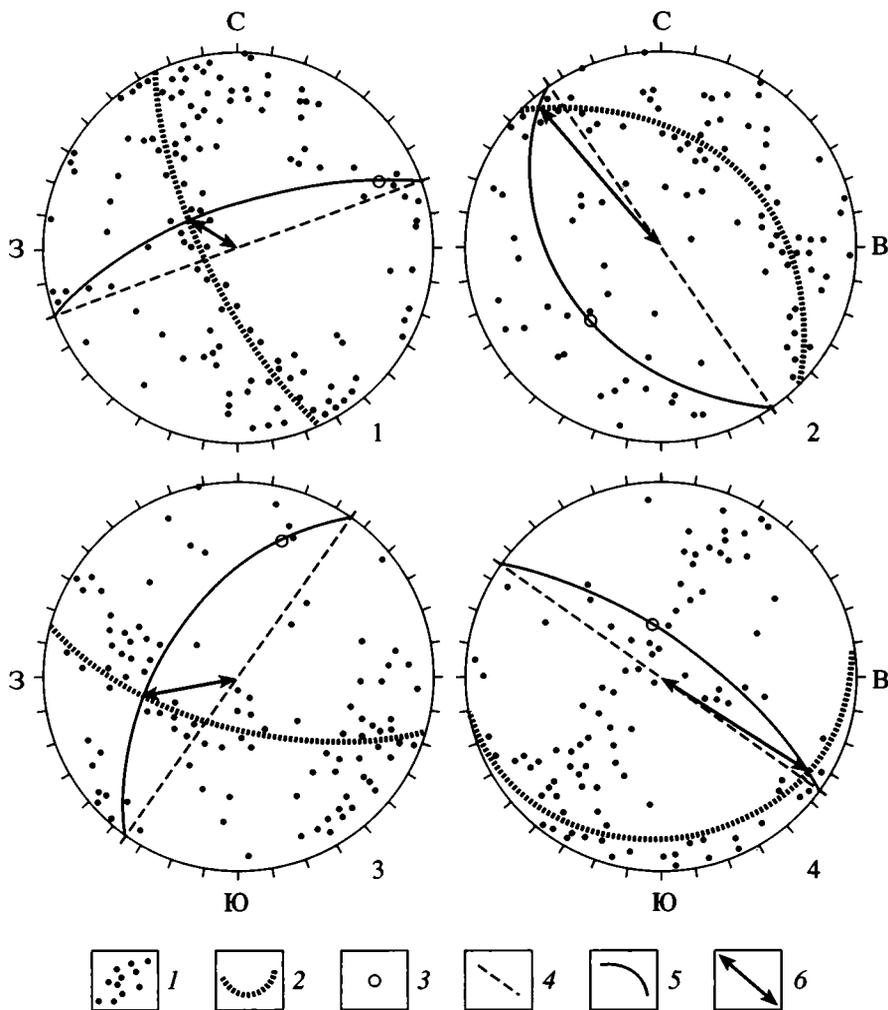


Рис. 2. Схема интерпретации результатов обработки массовых замеров тектонической трещиноватости по методу В.Н. Даниловича. Диаграммы 1–3 относятся к участку (а) на рис. 1, диаграмма 4 – к участку (в) на рис. 1.

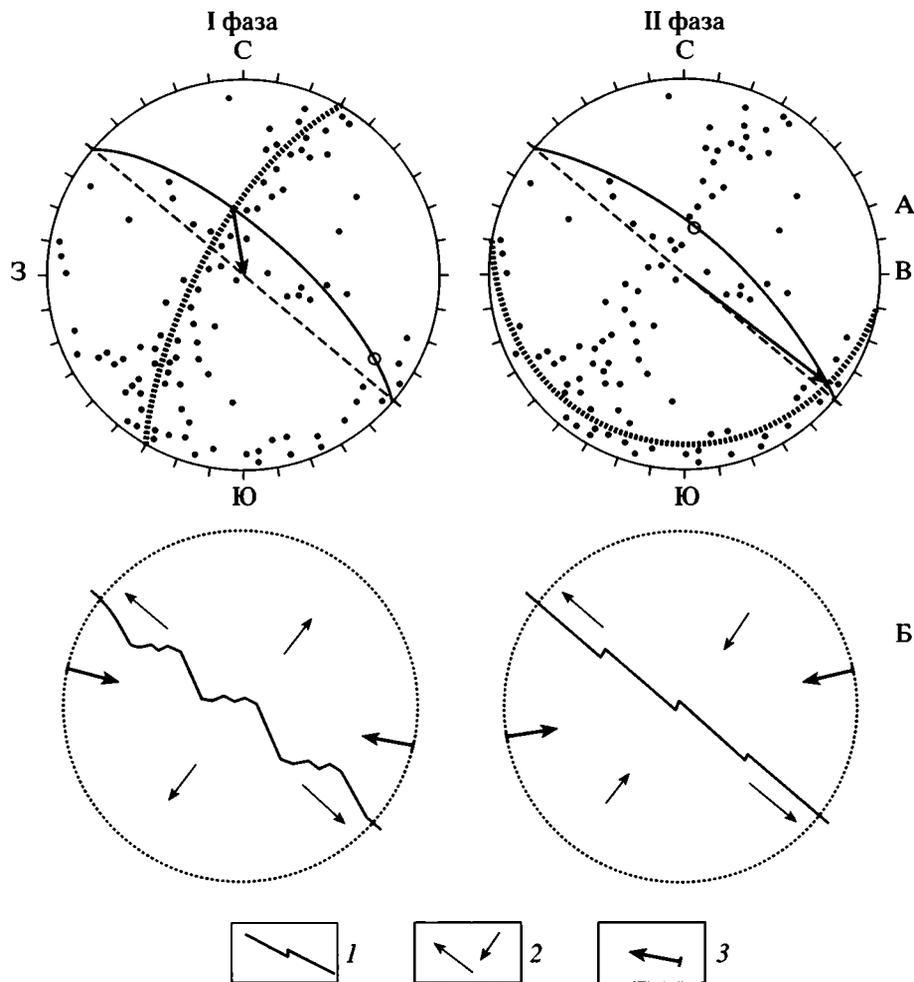
1 – полюса наиболее свежих тектонических трещин; 2 – дуги “поясов трещиноватости”; 3 – полюса “поясов трещиноватости”; 4 – линии простирания предполагаемых разломов; 5 – проекции выхода на верхнюю полусферу плоскости разлома; 6 – линии смещения по разлому.

более значимых участков приведены на рис. 2. В большинстве случаев результаты обработки говорят о значительной горизонтальной сдвиговой составляющей перемещения по разлому и отражают, в целом, субширотное направление тектонического транспорта.

Особенно интересны результаты изучения зоны Белорецкого разлома (рис. 3). На стереограмме выделяются не один, как обычно, а два пояса трещиноватости. Восстановленные по ним элементы залегания разлома совпадают между собой и соответствуют полевым замерам, а вычисленные два направления смещения подтверждаются наблюдениями борозд на соответствующих зеркалах скольжения. Для этого разлома выявлены две фазы активности. В обоих случаях присутствует левосдвиговая составляющая движения, обусловленная субширотной ориентировкой реги-

онального сжатия, но есть и существенные отличия в кинематике. Для ранней фазы активности характерны условия поперечного растяжения, что обусловило сдвиго-сбросовый характер перемещения. Для поздней фазы – наоборот, сжатия, при этом разлом являлся взбросо-сдвигом). Такое изменение кинематики можно объяснить тем, что ось максимального сжатия в первом случае была ориентирована в большей степени вдоль разлома, а во втором случае – поперек его простирания, т.е. испытала разворот против часовой стрелки с западно-северо-западного направления на западно-юго-западное.

**Структурно-геоморфологический метод.** Для уточнения кинематического типа выделенных систем молодых разрывов был использован структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим [7], заключающийся в анализе распределения мелких



**Рис. 3.** Схема реконструкции двух фаз активности разлома по системам трещиноватости и по структуре поверхности зеркал скольжения. Относится к участку (в) на рис. 1.

I фаза – сдвиго-сброс (в условиях поперечного растяжения), II фаза – взбросо-сдвиг (в условиях дополнительного сжатия). А – восстановление ориентировки линии смещения по разлому по методу В.Н. Даниловича. Б – схема кинематики разлома по результатам изучения поверхности зеркал скольжения.

1 – горизонтальный срез поверхности сместителя, 2 – продольные и поперечные составляющие движения по разлому, 3 – предполагаемые направления действия внешних сжимающих тектонических напряжений, остальные условные обозначения показаны на рис. 2.

разрывов (мегатрещин), дешифрированных по топокартам и фотоснимкам.

Существование характерного парагенеза мегатрещин в зоне предполагаемого сдвига говорит о его активности и позволяет оценить его кинематику. Главной областью применения и одновременно достоинством метода является дистанционная оценка разрывных нарушений, скрытых под чехлом молодых отложений. Возраст отложений, в областях развития которых дешифрируются приразломные мегатрещины, может выступать критерием оценки возраста активности изучаемых структур. Чем моложе верхние горизонты чехла, тем определеннее временной интервал и тем достовернее оказываются результаты.

С использованием принципов структурно-геоморфологического метода Д.М. Бачмановым разработан компьютерный алгоритм обработки дистанционных данных. Его особенность заключается в переходе от оценки активности конкретного разлома сдвигового типа к оценке всей изучаемой территории для выявления активных сдвигов. При этом проводится программный поиск всех типов структурных парагенезов сдвига во всем диапазоне масштабных рангов и на всей площади исследования. Таким образом снимается проблема обоснования масштаба анализируемых мегатрещин. Предложенный алгоритм использует информацию о линеаменте любой протяженности, выявляя его значимые системообразующие связи со всеми генетически сопоставимыми структурами региона

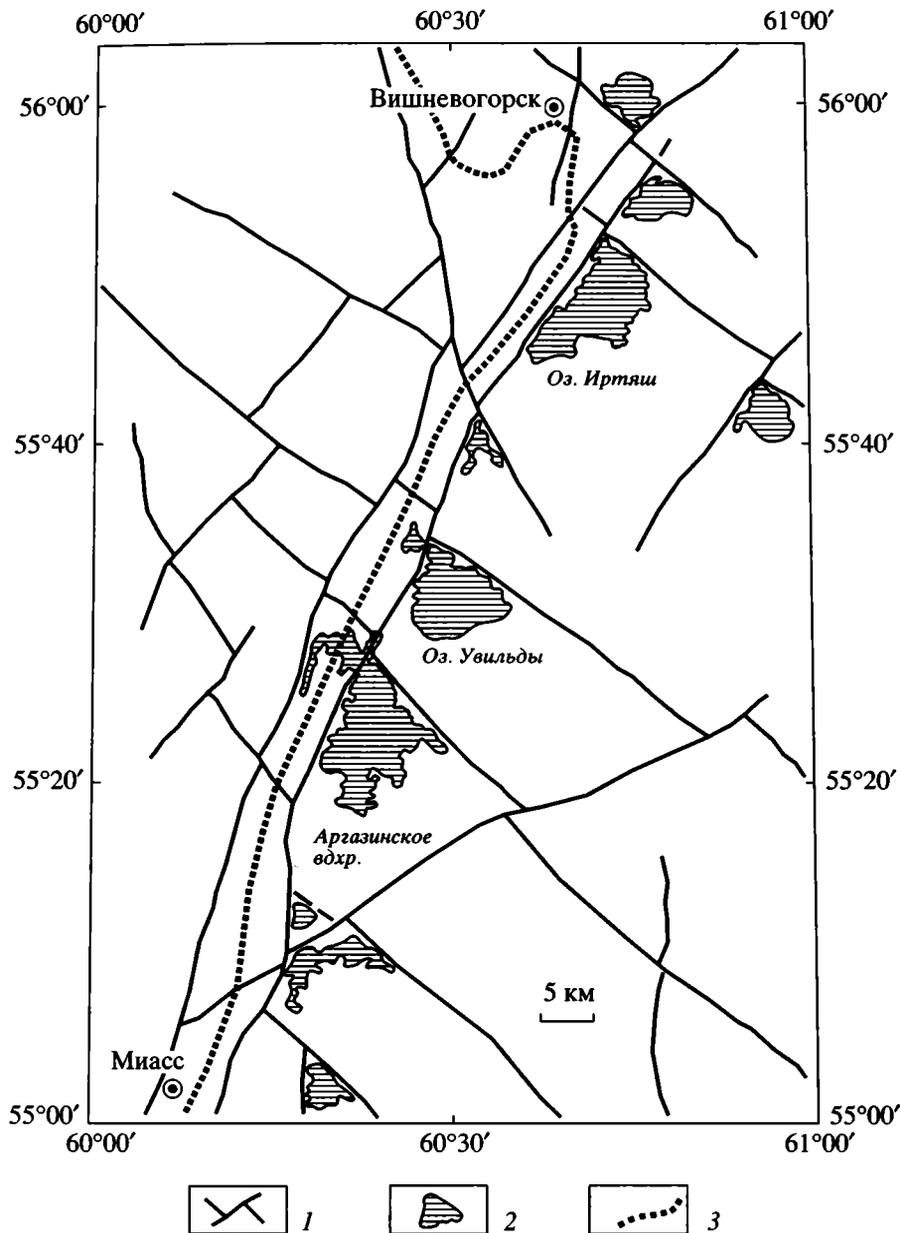


Рис. 4. Схема соотношений современных озерных котловин с активными разломами сдвигового типа. Относится к участку (б) на рис. 1.

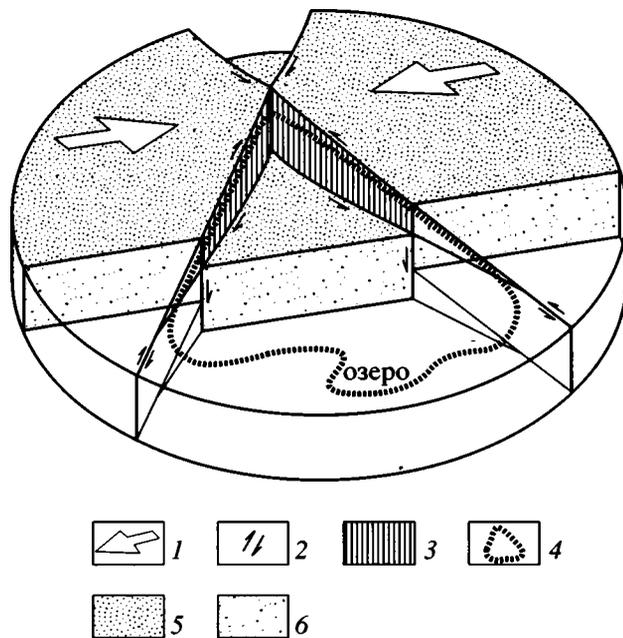
1 – активные разломы; 2 – озерные котловины; 3 – восточная граница горной области Урала.

вне зависимости от их размера. Предварительные результаты применения данного подхода для района г. Асбест согласуются с моделью, предполагающей именно правосдвиговую кинематику разломов северо-восточного простирания и левосдвиговые перемещения по разломам северо-западной ориентировки.

Таким образом, высокая сходимость результатов, полученных разными методами, позволяют связать выделенные разрывные нарушения в единую систему сопряженных сдвигов, активизированных на новейшем этапе в субширотном поле сжимающих напряжений.

### ВЛИЯНИЕ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА И РАЗВИТИЕ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЕРИОРОГЕННЫХ ЗОН

**Озерные котловины – кинематический индикатор активных разломов.** Дополнительным признаком новейшей активизации правых сдвигов “уральского” простирания и левых сдвигов северо-западной ориентировки является закономерная приуроченность серии озер между городами Миасс и Вишневогорск к юго-восточным углам пересечений разломов, относящихся к различ-



**Рис. 5.** Схема иллюстрирующая процесс формирования озерных котловин в секторах локального растяжения, связанного со смещениями по сопряженным системам сдвиговых дислокаций.

1 – направления действия максимальных сжимающих напряжений; 2 – направления движений по разломам; 3 – поверхность сбросов, ограничивающих озерную котловину; 4 – береговая линия озера; 5 – поверхность земли; 6 – поверхность воображаемого разреза (в модели).

ным системам – “Уральского” и северо-западного простирания (рис. 4). Обращает на себя внимание явный типоморфизм такого положения озерных котловин по отношению к новейшим разрывным нарушениям сдвигового типа. Рассмотренные озера имеют характерную форму – заостренные северо-западные окончания и два спрямленных участка береговой линии, приуроченные к смежным разломам. Модель формирования этих клиновидных депрессий, подчеркнутых современными озерами, должна учитывать активизацию сопряженной системы сдвигов в условиях тангенциального сжатия. При этом прогибание возможно лишь в секторах локального относительного растяжения (рис. 5). Условия растяжения и, следовательно, тенденция к прогибанию сохраняются в них лишь во время динамического воздействия системы разрывов – в период активизации. Таким образом, наличие озер характерной клиновидной формы в узлах пересечения разломов может являться косвенным признаком современной или недавней активности этих разломов, а также позволяет судить об их кинематике.

Постепенное уменьшение глубины, и утрата клиновидности форм озерных котловин рассмотренного типа в южном направлении связана, по-

видимому, с изменением взаимной ориентировки пересекающихся разломов (рис. 4). Увеличение их угла скалывания, связанное с локальным разворотом северо-северо-восточной системы разломов в южном направлении, приводит к деградации системы озера. Эту тенденцию нарушает лишь крупное Аргазинское водохранилище, но оно имеет техногенное происхождение и неадекватно отражает сравнительно слабо выраженную депрессию рельефа. Наибольшим типоморфизмом отличаются озера Увильды и Иртяш, приуроченные к разломам, пересекающимся под углом  $90^\circ$  (угол скалывания  $45^\circ$ ).

Специфика формирования поверхности рассматриваемого района заключается в том, что образование депрессий в северо-восточных секторах растяжения затушено общим поднятием горного сооружения Урала и повышенной расчлененностью рельефа. Показательно, что восточнее г. Вишневогорск (рис. 4), в связи с резким отклонением границы горной области к западу, озера характерной клиновидной формы появляются и в северо-восточных секторах пересечения разломов, расположенных, в этом случае, на территории предгорной равнины. Таким образом, можно полагать, что рассмотренный механизм формирования озерных котловин характерен именно для предгорных, перирогенных, областей.

**Геодинамические факторы развития лимногенных комплексов.** Озерные системы являются высокоинформативными индикаторами палеозоогенных обстановок формирования многих видов полезных ископаемых. В современных геологических исследованиях подчеркивается, что положение, форма, особенности развития озерных котловин, а также процессы преобразования осадочных лимногенных комплексов связаны с геодинамической историей региона [3]. В работе А.А. Рассказова, С.Ф. Скобелева и И.Е. Стукаловой показано, что разломы, заложенные в поздне- и посторогенную (конец палеозоя – начало мезозоя) стадии развития Урала, во многом предопределили локализацию и особенности накопления лимногенных комплексов [6]. Особенно отчетливо это удастся проследить на структурах, где отмечаются накопление угленосных осадков и другие проявления углеводородов. В этих структурах выявлены признаки неоднократной активизации и усложнения посторогенной системы разрывных нарушений. Эти фазы повышенной активности привели к повторным этапам седиментации, а также обусловили постседиментационное преобразование вещества осадочных комплексов. В частности, степень изменения углей может зависеть не только от глубины залегания и связанных с этим Р–Т условий, но и от геодинамической обстановки, выраженной активностью разломов. Именно поэтому степень преобразования осадочного вещества столь неравномерна и достигает максиму-

ма в зонах влияния активизированных разрывных нарушений. Именно здесь лимногенные угленосные комплексы, наиболее обогащенные органическим веществом, на определенных стадиях литификации в условиях активности глубинных дегазационных процессов могут стать нефте- и газопродуцирующими породами.

### ВЫВОДЫ

Результаты дешифрирования топокарт и космоснимков, подтвержденные во многих случаях полевыми наблюдениями, позволили выделить две главные системы разрывных нарушений, имеющих признаки новейшей и, возможно, современной активности. Первая система имеет северо-северо-восточное простирание и сосредоточена в двух основных зонах, вторая система представлена тремя зонами северо-западной ориентировки.

Полевое изучение рельефа и структуры разломных зон, применение тектонофизического и структурно-геоморфологического методов приводят к выводу, что выявленные разрывные нарушения образуют систему сопряженных сдвигов, активизированных в едином поле тектонических напряжений с восточно-северо-восточной ориентировкой оси максимального тангенциального сжатия.

Анализ соотношения современных озерных котловин с выделенными нарушениями позволил предложить модель формирования приразломных депрессий особого типа, связанных с секторами локального растяжения в областях взаимодействия активных сопряженных сдвигов. Характерная морфология подчеркнутых озерами депрессий повышает их значение как косвенного индикатора активности и кинематики разрывов.

Динамическая обстановка в зонах пересечения разломов, как новый фактор формирования рельефа, действующий, возможно, и на более крупном масштабном уровне, влияет на распределение фаций при лимногенном осадконакоплении и

приобретает важную роль при прогнозе многих полезных ископаемых. В свою очередь изучение внутренней структуры, пространственного распределения и развития лимногенных комплексов важно для понимания характера активности разрывов в различные периоды времени.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Данилович В.Н. Методы поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными нарушениями. Иркутск: Издательство ИПИ, 1961. 47 с.
2. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–22.
3. Макаров В.И., Рассказов А.А. Неотектоническая глубинная структура и состав соленых озер, подземных минеральных вод и газов // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 41–43.
4. Карта активных разломов Северной Евразии м-ба 1 : 5000000 / Ред. В.Г. Трифонов. М.: Издательство ГИН РАН, 1997.
5. Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В., Караханян А.С., Соболева О.В. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 227–231.
6. Рассказов А.А., Скобелев С.Ф., Стукалова И.Е. Особенности влияния длительно развивавшихся разломов на формирование угольных месторождений (на примере восточного склона Урала) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 60–72.
7. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3–22.
8. Уфимцев Г.Ф. Пояса возрожденных гор континентов // Геоморфология. 1990. № 1. С. 20–32.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов,  
Н.В. Короновский

## Recent Faults in the Junction Area between the Southern and Central Urals

D. M. Bachmanov\* and A. A. Rasskazov\*\*

\*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

\*\*Institute of the Lithosphere, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia

**Abstract**—Recent fault tectonics in the area between the southern and central Urals was analyzed. Two main fault systems with signs of recent activity were identified. The first system trends NE–SW and is localized in two zones. The second system trends NW–SE and consists of three zones. A sinistral strike-slip component of the recent movements along the faults of the first system and a dextral strike-slip kinematics of the faults of the second system were identified. The conjunction of the two major strike-slip fault systems indicates a roughly east–west oriented compression. It was found that regional compression had undergone a change in orientation. A formation model is proposed for the lake basins of a specific shape, acting as indicators of active fault kinematics. The influence of tectonic activity on the formation and development of limnogenic complexes, the important lithogenetic and mineragenic indicators, is discussed.

УДК 551.21.05/552.31(574.3)

## ЗОНАЛЬНОСТЬ, СЕГМЕНТИРОВАННОСТЬ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

© 2000 г. А. М. Курчатов\*, М. С. Гранкин\*\*, Е. Г. Мальченко\*\*, В. И. Жуковский\*\*,  
Б. С. Хамзип\*\*, А. К. Мазуров\*\*\*, С. Х. Хамза\*\*\*

*\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии  
Российской академии наук (ИГЕМ РАН), г. Москва, Россия*

*\*\*Территориальное управление “Центрказнедра” Министерства природных ресурсов и охраны  
окружающей среды Республики Казахстан, г. Караганда, Казахстан*

*\*\*\*Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Казахстан,  
г. Кокчетав, Казахстан*

Поступила в редакцию 08.06.99 г.

Проанализирована латеральная изменчивость петрохимических параметров континентальных девонских магматических образований всего ареала распространения в Центральном Казахстане. Выделены две зоны: одна – пониженной щелочности и калиевости пород, рассматриваемая для каледонского континента как фронтальная (внутренняя) зона, и другая – повышенной щелочности и калиевости пород, трактуемая для каледонского континента как тыловая (внешняя) зона пояса. Усиление щелочности и калиевости пород с удалением от края каледонского континента во внутренние его части является стандартным для вулканических поясов окраинно-континентального типа. По смене петрохимических зон впервые промаркирована активная окраина каледонского континента на его северо-востоке по границе с Иртыш-Зайсанской подвижной областью. Установлены петрохимическая специфика пород и типы зональности девонского магматизма крупнейших сегментов пояса в разные стадии их развития, изменение геодинамических обстановок проявлений магматизма. Подтверждено структурное смещение краевых частей каледонского континента относительно друг друга, показана сложность процесса становления окраинно-континентального вулканического пояса. Выявлены рубежи (конец раннего девона, конец среднего девона), отражающие переломные моменты его формирования.

### ВВЕДЕНИЕ

Выделение А.А. Богдановым [3, 4] в пределах ареала распространения девонских континентальных вулканитов Казахстана краевого вулканического пояса дало интенсивный импульс к изучению особенностей строения и состава девонских магматических образований данного региона. Усилиями многих исследователей были выявлены главные черты строения и развития девонского краевого вулканического пояса, его поперечная и продольная неоднородность и сегментированность, особенности вариаций вещественного состава магматических пород по латерали и во времени в разных его сегментах [3–5, 12, 26, 27, 30, 32, 35–38].

Вместе с тем, многие вопросы строения, структурно-тектонической и историко-геологической интерпретации всего ареала развития девонского континентального магматизма, а также самого понятия “девонский краевой вулканический пояс, девонский вулканический пояс” были и остаются предметом дискуссий. Выделяя девонский краевой вулканический пояс, А.А. Богданов трактовал

его как особую орогенную пограничную структуру на краю каледонского массива по границе с Джунгаро-Балхашской варисцийской подвижной областью. Он ограничивал распространение данного пояса на восток меридиональным Центрально-Казахстанским разломом, не включая в него девонские континентальные вулканиты хребтов Чингиз и Тарбагатай, которые он рассматривал как варисцийскую антиклинорную структуру. Другие исследователи [12] включают вулканиты указанных хребтов в девонский краевой пояс, продолжая его на восток за Центрально-Казахстанский разлом и, соответственно, относя Чингиз к каледонидам. Однако наземные девонские магматические образования широко распространены в Казахстане и за пределами краевого вулканического пояса. Все эти магматические образования некоторые исследователи объединяют в единый пояс: орогенный вулканоплутонический [1, 38] или вулканический пояс с различной степенью последующей активизации отдельных его сегментов [35]. В то же время принадлежность наземных девонских магматических

образований Казахстана к классу орогенных формаций общепризнана.

Выделяя каледонский массив в рамках, очерченных А.А. Богдановым, авторы включают распространённые в его пределах все орогенные девонские магматические образования в единый окраинно-континентальный вулканический пояс, в который составной частью входят магматические ареалы различной геоструктурной позиции [8, 9, 16–24, 29]. Девонские континентальные образования Чингиза рассматриваются как формиовавшиеся в пределах длительно развивающейся островодужной системы [11, 16, 18, 25, 26, 33, 34], сближенной с остальным ареалом континентального девонского магматизма Центрального Казахстана на позднеорогенной стадии [22–24, 33, 34].

Особенно остро проблемы отнесения девонских орогенных вулканитов Казахстана к тому или иному типу вулканических поясов и соотношения образующих его сегментов встали при палеотектонических реконструкциях и определении геодинамических обстановок формирования палеоструктур данного региона.

Уже первые результаты палеомагнитных исследований девонских образований Центрального Казахстана показали структурное смещение отдельных частей каледонского массива относительно друг друга [6, 10, 31]. Проведенные авторами обобщение и анализ накопленных к настоящему времени огромного количества разрозненных данных о вещественных особенностях магматических пород континентального девона всего ареала распространения в Центральном Казахстане подтверждают структурное смещение отдельных частей каледонского массива, выявив новые важные моменты в развитии девонского вулканического пояса, его зональности и соотношении различных его частей в ходе геологического развития.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

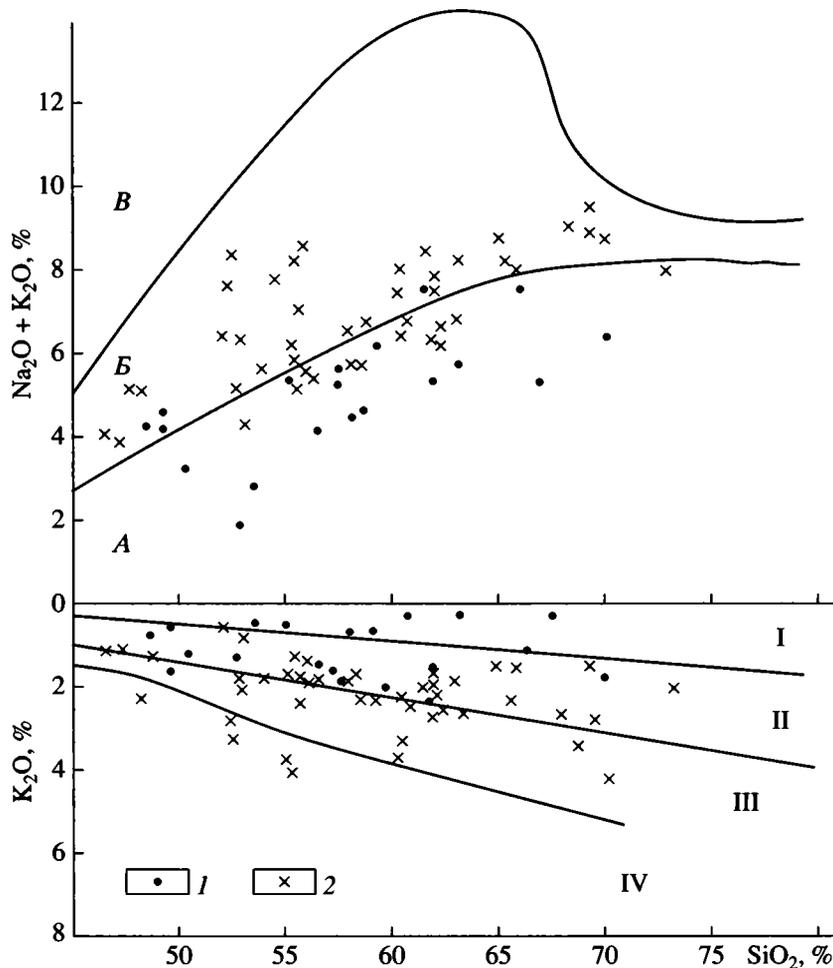
В основу исследований было положено детальное прослеживание по латерали изменений петрохимических серийных особенностей девонских магматических образований всего ареала их распространения в Центральном Казахстане. С этой целью рассредоточенные по многочисленным публикациям и фондовым отчетам химические анализы девонских вулканогенных и интрузивных пород были систематизированы с учетом их точной географической привязки, принадлежности к конкретным вулканическим и интрузивным массивам и стадиям развития магматизма. Детализация материалов проводилась в масштабе 1 : 50000 и крупнее. Для определения петрохимической специфики магматических образований использовалась петрохимическая диа-

грамма в координатах кремнезем–щелочи (рис. 1). Верхняя часть этой диаграммы – известная классификационная диаграмма Петрографического комитета СССР [14]. На ней (в весовых процентах) по оси абсцисс показан кремнезем, а по оси ординат – сумма оксидов натрия и калия и выделены поля развития нормальных известково-щелочных, субщелочных и щелочных пород. На нижней части этой же диаграммы, развернутой вниз по оксиду калия, представлены, по [41, 42, 45], поля развития петрохимических серий: толеитовой, известково-щелочной (низкокалиевой и высококалиевой ветвей), шошонитовой. Выявленные в конкретных массивах петрохимические типы девонских магматических образований (по содержанию щелочей и их петрохимической серийальной принадлежности) наносились условными знаками на геологическую основу с конкретными контурами распространения ареалов развития ранней, средней и поздней стадий девонского орогенного магматизма. Ранней стадии (начало раннего девона) свойственны базальт-андезит-дацит-риолитовые ассоциации; средней стадии (конец раннего девона – эйфель) – преимущественно кремнекислые ассоциации и поздней стадии (середина среднего девона – фран) – контрастные или монопородные ассоциации повышенной щелочности [16–18]. Геологической основой служили подготовленные в 1989 г. в Казахстане карты масштаба 1 : 500000, обобщающие данные многолетних геолого-съёмочных и тематических исследований. Всего использовано более 6000 анализов девонских вулканогенных и интрузивных пород, достаточно равномерно распределённых по площади. Это позволило составить для трех главных стадий развития девонского орогенного магматизма карты (масштаб 1 : 1000000) распространения ассоциаций пород по кремнезему (последовательно дифференцированные, контрастные, монопородные ассоциации) с учетом щелочности пород этих ассоциаций и их петрохимической серийальной принадлежности (по калию).

## ОСОБЕННОСТИ ЛАТЕРАЛЬНОЙ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ДЕВОНСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Полученные результаты частично отражены в публикациях авторов [8, 9, 20–24]. В данной статье акцентируется внимание на общих особенностях проявления зональности и формирования всего ареала девонского орогенного магматизма Центрального Казахстана.

В современной структуре региона для девонских континентальных магматических образований каждой стадии выявлены две зоны, различающиеся петрохимическими особенностями по-



**Рис. 1.** Пример вариаций щелочности в вулканогенных породах нижнего девона фронтальной и тыловой зон окраинно-континентального пояса северо-востока Центрального Казахстана

1 – фронтальная зона, данные Р.А. Борукаева и Т.Д. Далабаева (лист N-43-124-Г), 2 – тыловая зона, данные М.Д. Трифана (листы М-43-1-А, Г; 2-А; 13-Б).

А, Б, В – поля развития нормальных известково-щелочных (А), субщелочных (Б) и щелочных (В) пород, по [14].

I-IV – петрохимические серии: I – толеитовая; II, III – известково-щелочная пониженной (II) и повышенной (III) калиево-сти; IV – шошонитовая, по [38, 39, 42].

род. Эти зоны закономерно сменяют одна другую по латерали. Одной из них свойственны породы преимущественно известково-щелочной серии пониженной калиево-сти. Эти образования расположены по краю структур вдоль границы с морскими бассейнами девонской терригенной седиментации. Полоса распространения указанных образований на краю каледонского континента выделена нами как фронтальная (внутренняя) зона вулканического пояса. Другая зона характеризуется широким развитием вулканогенных и интрузивных пород относительно повышенной общей щелочности и калиево-сти. Она объединяет магматические ареалы внутренних частей структур. Данная зона в пределах каледонского континента рассматривается нами как тыловая, или внешняя, зона вулканического пояса.

Подобная сопряженность по латерали зон с нарастающей щелочностью и калиево-стью одно-возрастных однотипных ассоциаций с удалением от края континента во внутренние его части является стандартной для вулканических поясов окраинно-континентального типа. Она подробно изучена и широко применяется в палеореко-нструкциях для идентификации зоны перехода океан-континент [13, 15, 18, 19, 40, 44].

В целом выделенный ранее А.А. Богдановым собственно краевой вулканический пояс совпадает с фронтальной зоной девонского окраинно-континентального пояса. Однако фронтальная зона распространена гораздо шире. Это позволило найти логически закономерное восточное продолжение указанного краевого пояса. Полоса распространения относительно низкощелочных

и низкокальциевых пород каждой из трех стадий развития девонского наземного магматизма (фронтальная зона) трассируется по краю каледонского континента вдоль границы с Джунгаро-Балхашским морским бассейном до Центрально-Казахстанского разлома (как это было сделано ранее), далее вдоль данного разлома на север к городам Майкаин и Экибастуз, а оттуда на северо-запад в российскую часть Прииртышья вдоль границы с Иртыш-Зайсанским морским бассейном. Особенно отчетливо это проявляется для ранней стадии развития вулканического пояса (рис. 2) [8, 9, 19, 22, 24].

Таким образом, впервые активная окраина каледонского континента промаркирована сменой петрохимических зон не только по границе с Джунгаро-Балхашской, но и на северо-востоке по границе с Иртыш-Зайсанской подвижными областями.

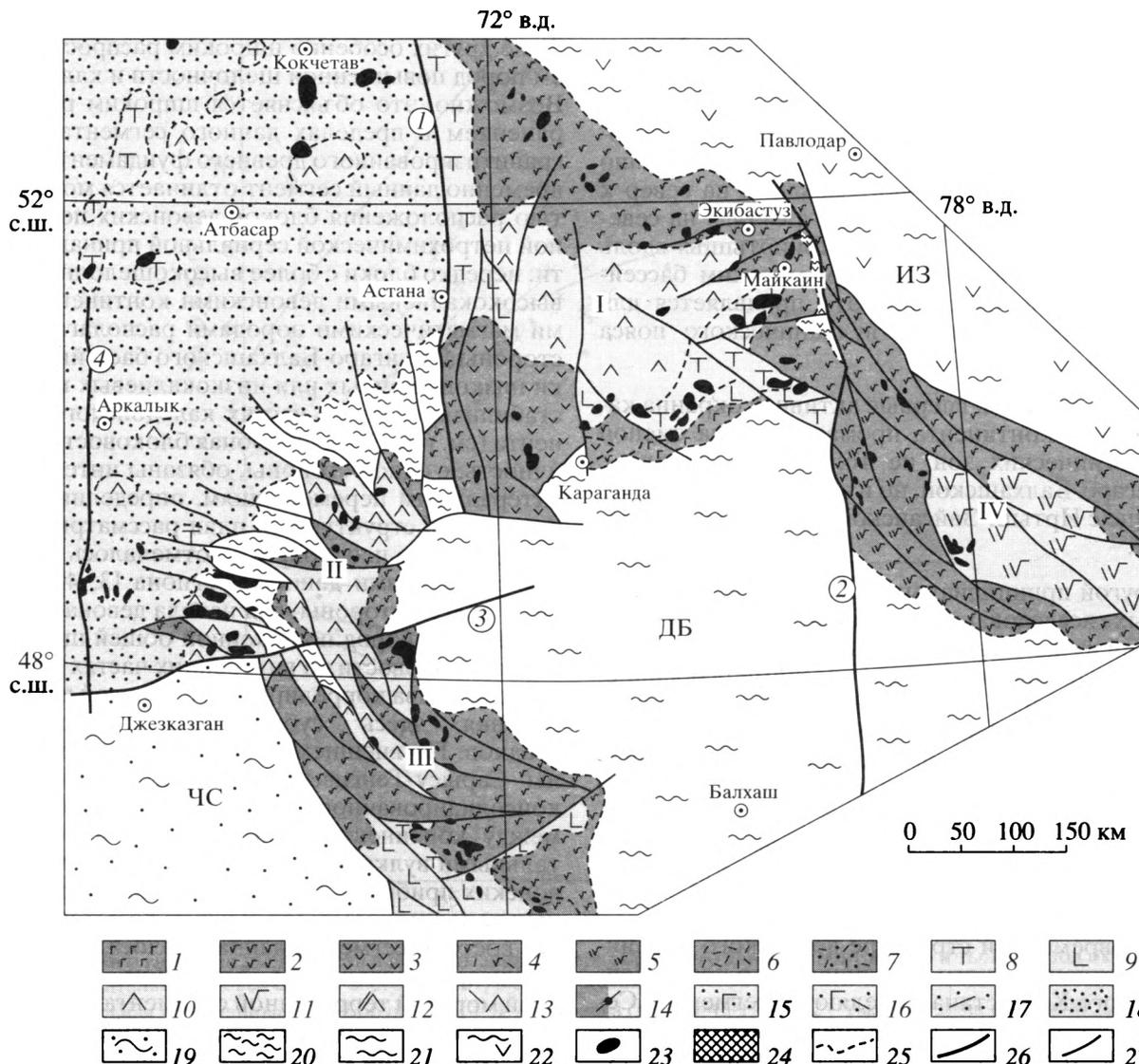
Другой принципиально важный аспект проведенных исследований заключается в том, что каждый из известных крупных сегментов отличается сериальными петрохимическими особенностями девонских орогенных магматических образований и спецификой петрохимической зональности. Не остаются постоянными данные параметры в каждом сегменте в разные стадии его формирования. При этом указанные выше два типа петрохимических зон проявляются в различных геодинамических ситуациях, по-разному сопрягаясь в пространстве.

В современной структуре девонского окраинно-континентального вулканического пояса Центрального Казахстана выделяются сегменты: Северо-Восточный (включающий ранее выделенную широтную ветвь краевого пояса), Сарысу-Тенгизский, Бетпақдалинский. Особое положение занимает Чингизский сегмент. Границами сегментов служат тектонические нарушения. Меридиональные зоны Целиноградского и Центрально-Казахстанского разломов отделяют Северо-Восточный сегмент соответственно на западе от Сарысу-Тенгизского и на востоке от Чингизского сегментов. Западное продолжение известной широтной Успенской тектонической зоны разделяет Сарысу-Тенгизский сегмент и южнее расположенный Бетпақдалинский.

**Северо-Восточный сегмент** в свое время явился тектонотипом для выделения краевого вулканического пояса [3, 4]. Характерная особенность всех стадий девонского магматизма в его пределах – сходная асимметричность расположения магматических ассоциаций разной петрохимической принадлежности со сменой от преимущественно известково-щелочных во фронтальной зоне на более калиевые этой же ветви и шошонитовые в тыловой зоне (рис. 3, 4, см. рис. 2).

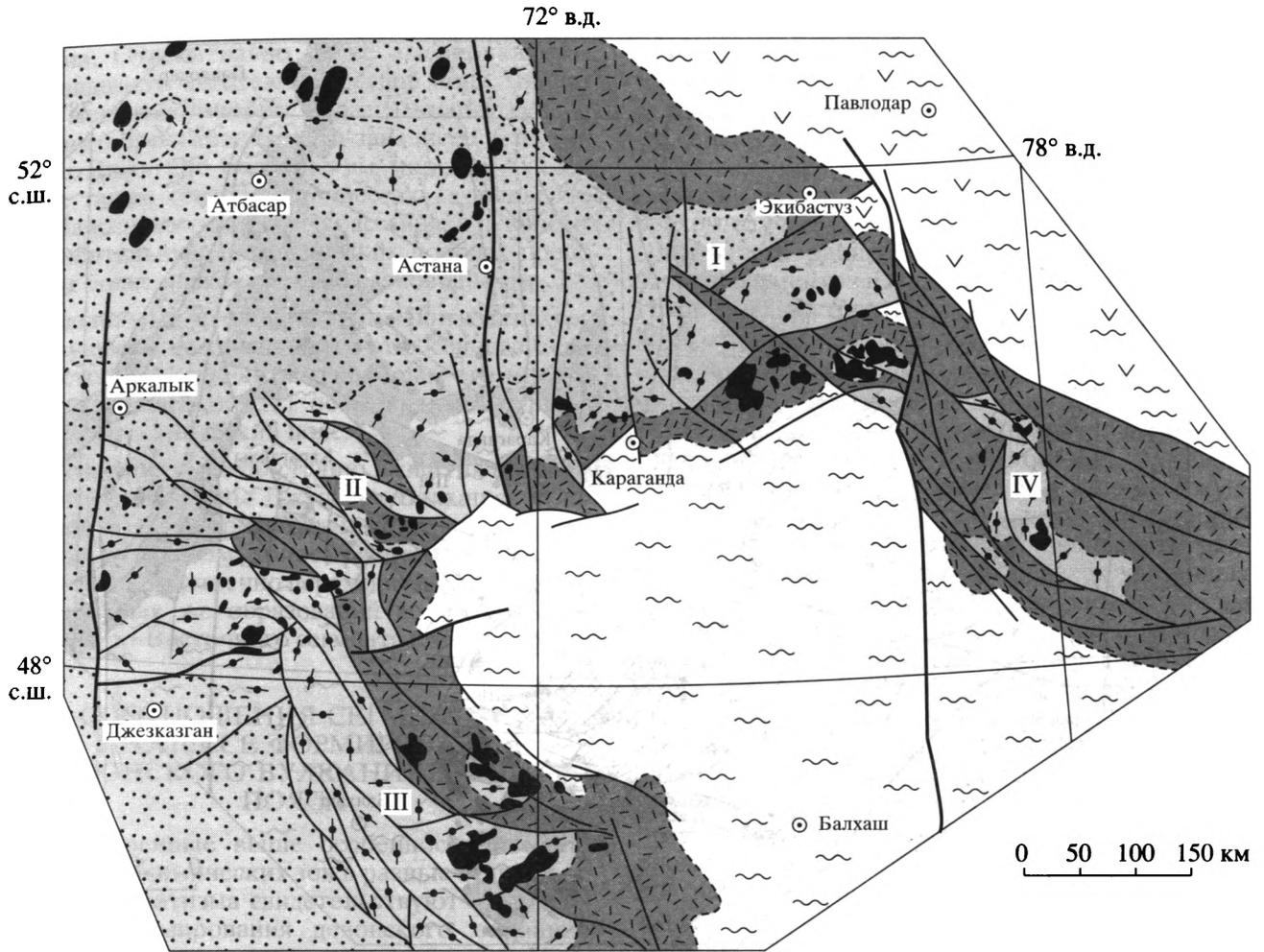
**Сарысу-Тенгизский сегмент** выделяется на фоне других особенно широким распространением пород повышенной щелочности и калиевости. Возможно, это объясняется широким распространением в пределах данного сегмента блоков гранитизированного древнего фундамента. Одновременно данный сегмент отличается мозаичностью расположения блоков девонских пород разной петрохимической сериальной принадлежности: нередко блоки с более высокощелочными или высококальциевыми девонскими континентальными магматическими породами располагаются со стороны Джунгаро-Балхашского бассейна, а блоки низкощелочных или низкокальциевых пород – в стабилизированных частях каледонского континента (см. рис. 2–4). Подобная блоковость и мозаичность, с одной стороны, обязаны интенсивным латеральным перемещениям, определившим современный структурный план рассматриваемого сегмента, что неоднократно отмечалось многими исследователями данного региона [3, 4, 27, 35]. Но, с другой стороны, для начала девона положение блоков пород пониженной общей щелочности или калиевости во внутренних частях каледонского массива коррелируется с полосой распространения здесь субаквальных терригенных осадков. По внешнему обрамлению тыловой зоны Сарысу-Тенгизского сегмента (со стороны консолидированного каледонского континента) между континентальной молассой и континентальными вулканитами развита полоса нижнедевонских прибрежно-морских слоистых терригенных пород мощностью в несколько сотен метров. На востоке сегмента данная полоса сливается с Джунгаро-Балхашским бассейном раннедевонской морской терригенной седиментации; на юго-западе сегмента полоса распространения указанных отложений открывается в пределы Чу-Сарысувской впадины, так что ареал распространения девонских континентальных магматических образований юго-восточной части Сарысу-Тенгизского сегмента как бы отделен от его северо-западной части (см. рис. 2). К данной полосе тяготеют выходы раннедевонских магматических образований пониженной щелочности и калиевости, включая разновидности низкокальциевой ветви известково-щелочной серии, иногда толеитовой. В целом это придает определенную симметричность в расположении петрохимических зон раннедевонского магматизма.

Более поздним стадиям развития рассматриваемого сегмента девонские субморские терригенные комплексы в тыловой зоне уже не свойственны. Для девонских магматических образований характерна в целом уже асимметричная зональность с отчетливо выраженным нарастанием щелочности и калиевости пород при удалении от Джунгаро-Балхашского морского бассейна во внутренние части каледонского массива (см. рис. 3, 4).



**Рис. 2.** Современное распространение раннеорогенных ассоциаций пород (низы нижнего девона) девонского окраинно-континентального вулканического пояса Центрального Казахстана. Составили А.М. Курчавов, М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко

Ассоциации: 1–7 – известково-щелочные с подчиненными толеитовыми разновидностями: 1 – базальт-андезибазальтовая, 2 – базальт-андезибазальт-андезитовая, 3 – андезибазальт-андезит-андезидацитовая с дацитами и риодацитами, 4 – контрастная андезибазальт-кремнекислая, 5 – андезит-дацит-риолитовая, 6 – риодацит-риолитовая, 7 – терригенная с подчиненными риодацитами и риолитами; 8–17 – преимущественно известково-щелочные повышенной калиевости и шошонитовые: 8 – трахибазальт-трахиандезибазальт-трахиандезит-трахитовая с подчиненными базальтами и андезибазальтами, 9 – трахибазальт-базальтовая, 10 – трахибазальт-трахиандезибазальт-трахиандезитовая с подчиненными базальтами, андезибазальтами и андезитами, 11 – трахиандезит-трахидацит-трахириолитовая, 12 – трахиандезит-трахириодацит-трахириолитовая с дацитами и риолитами, 13 – контрастная трахиандезибазальт-трахириодацитовая, 14 – трахириодацит-трахириолитовая, 15–17 – преимущественно терригенные: 15 – с трахибазальтами и трахиандезибазальтами, 16 – с трахибазальтами, трахиандезибазальтами и трахириодацитами, 17 – с трахириодацитами и трахириолитами; 18 – терригенная моласса; 19 – терригенные континентальные и, возможно, прибрежно-морские осадки; 20–23 – образования: 20 – субаквальные терригенные, 21, 22 – девонские морские; 21 – преимущественно терригенные, 22 – терригенные и вулканогенные, 23 – интрузивные; 24 – выходы докембрийского фундамента в краевой части Джунгаро-Балхашской области (только на рис. 4); 25 – границы распространения ассоциаций пород; 26, 27 – разрывные нарушения; 26 – региональные разломы (цифры в кружках: 1 – Целиноградский, 2 – Центрально-Казахстанский, 3 – Успенский, 4 – Улутауский), 27 – прочие разрывные нарушения. Буквами обозначены: ЧС – Чу-Сарысуйская впадина, ДБ – Джунгаро-Балхашская и ИЗ – Иртыш-Зайсанская подвижные области. Римскими цифрами обозначены сегменты: I – Северо-Восточный, II – Сарысу-Тенгизский, III – Бетпакдалинский, IV – Чингизский. На рис. 4 обозначены: тектонические зоны: IIIa – Успенская, IIIб – Акжал-Аксоранская, IIIв – Тастауская, IIIг – Акбастауская, IIIд – Спасская, Ше – Нуринский синклиорий. Распространение преимущественно известково-щелочных ассоциаций пониженной калиевости выделено более интенсивным тоном, а распространение ассоциаций высококалиевой ветви известково-щелочной серии, шошонитовой серии и континентальной молассы показано более светлым тоном.



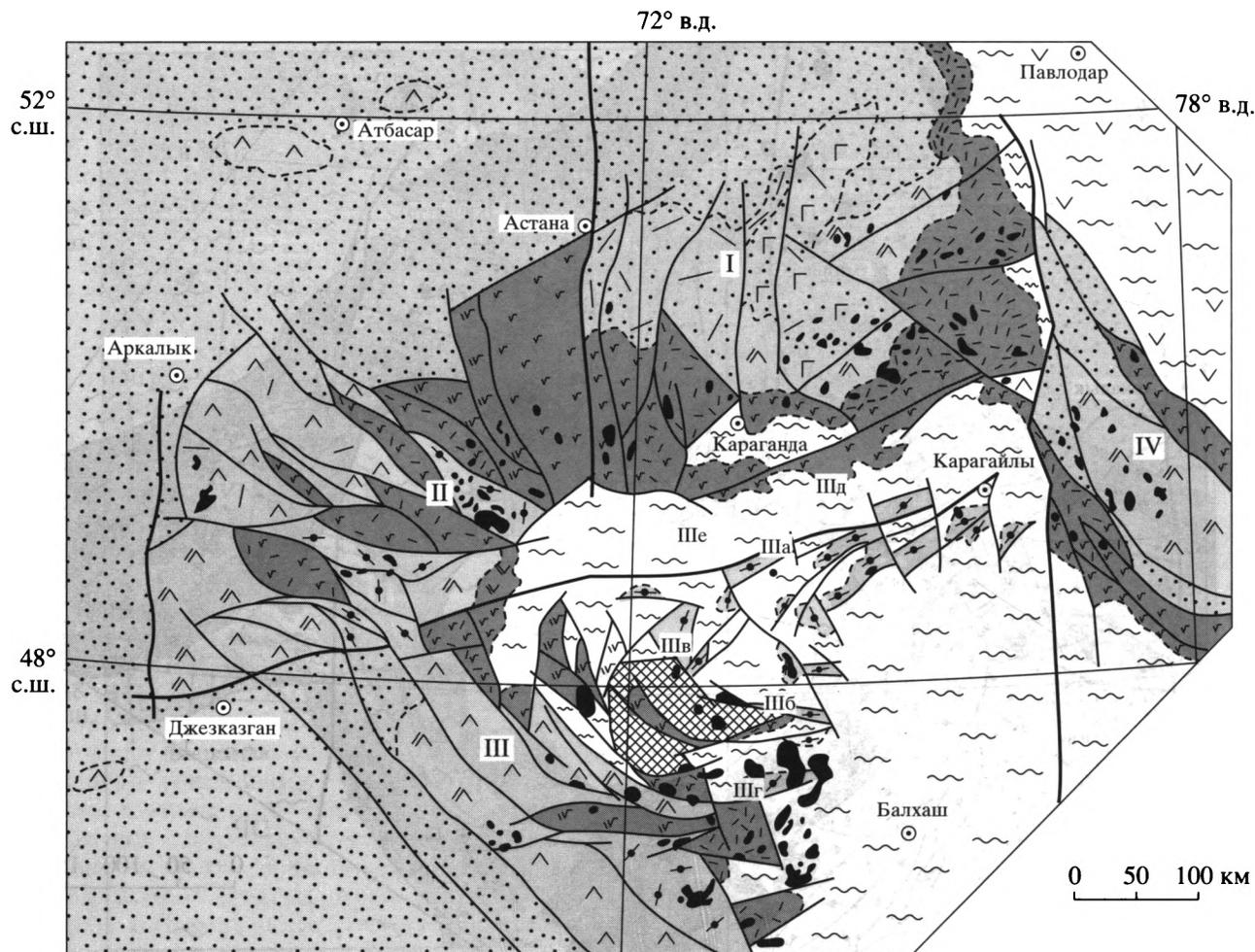
**Рис. 3.** Современное распространение среднеорогенных ассоциаций (верхи нижнего девона – эйфель) девонского окраинно-континентального вулканического пояса Центрального Казахстана. Составили А.М. Курчавов, М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко.  
Условные обозначения см. на рис. 2.

**Бетпақдалинскому сегменту**, как и Сарысу-Тенгизскому, также свойственна петрохимическая симметричность раннедевонских магматических образований. Нижнедевонские породы пониженной щелочности и калиевости располагаются как на востоке, так и на западе данного сегмента, в то время как более щелочные и высококалиевые разновидности тяготеют к его осевой части (см. рис. 2). Такое расположение петрохимических зон здесь совпадает с областями распространения терригенных комплексов нижнего девона. С восточной стороны Бетпақдалинского сегмента располагается Джунгаро-Балхашская область морского осадконакопления. Западным обрамлением данного сегмента служит Чу-Сарысу́йская впадина, в пределах которой в низах девонского терригенного разреза, возможно, присутствуют прибрежно-морские отложения, ибо сюда непосредственно трассируется полоса распростране-

ния подобных образований из Сарысу-Тенгизского сегмента.

Среднеорогенной стадии подобная симметричность расположения петрохимических зон уже не свойственна: общая щелочность и калиевость однотипных ассоциаций этого времени нарастает с удалением от границы с Джунгаро-Балхашским бассейном внутрь каледонского континента.

На поздней стадии (живет – фран) девонского магматизма рассматриваемого сегмента характер латеральных вариаций петрохимических особенностей пород вновь приобретает черты симметричности. С одной стороны, в тыловой зоне Бетпақдалинского сегмента в это время преобладают высокощелочные и высококалиевые породы. С другой стороны, в Бетпақдалинском сегменте во фронтальной зоне и в прилегающих частях Джунгаро-Балхашского бассейна широко распространены континентальные франские высокока-



**Рис. 4.** Современное распространение позднеорогенных ассоциаций (середина среднего девона – фран) девонского окраинно-континентального вулканического пояса Центрального Казахстана. Составили А.М. Курчавов, М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко.

Условные обозначения см. на рис. 2.

лиевые риодациты и риолиты [2, 7, 28, 38, 43]. Они приурочены к блокам континентальной коры, слагаая узкие зоны (Успенская, Акжал-Аксоранская, Акбастауская, Гастауская), разделенные морскими терригенными осадками.

**Чингизский сегмент** расположен между Иртыш-Зайсанской и Джунгаро-Балхашской областями девонской морской седиментации. Это длительно развивавшаяся островодужная система. В раннем палеозое она представляла энсиматическую островную дугу [11, 25, 26, 33, 34], но в ордовике и силуре в ее пределах проявился разнообразный и интенсивный гранитоидный магматизм. В девонское время наземный вулканизм здесь развивался уже в условиях островной дуги энсиалического типа. Северо-западная часть Чингизского сегмента (район гранитного массива Эдрей и севернее) характеризуется разрезами девона, идентичными разрезам Северо-Восточного сегмента. Вероятно, эта часть является тектоничес-

ким отторженцем последнего. Юго-западная часть Чингизского сегмента (южнее Чингизского разлома) характеризуется согласным налеганием девона на силурийские терригенные комплексы и широким развитием в основании девонского разреза кремнекислых разностей пород, перемежающихся с андезитами и андезибазальтами.

На фоне остальных сегментов девонские магматические образования Чингизского сегмента выделяются общей пониженной щелочностью и калиестью: характерно доминирование известково-щелочных разностей, которым резко подчинены субщелочные породы. Преобладают представители низкокалиевой ветви известково-щелочной серии, значительным распространением пользуются толеитовые разновидности, в то время как породы высококалиевой ветви находятся в резко подчиненном количестве (см. рис. 2–4). Другая отличительная черта данного сегмента – симметричность расположения петро-

химических зон для всех стадий девонского магматизма. Относительно более высококальциевые разновидности тяготеют к осевой зоне Чингизского мегантиклинория, образуя полосу северо-западного простираения. Юго-западнее ее, по границе с Джунгаро-Балхашским морским бассейном, а также северо-восточнее, со стороны Иртыш-Зайсанского морского бассейна, в девонских континентальных магматических породах преобладают более низкокальциевые разновидности.

Указанными особенностями Чингизский сегмент существенно отличается от соседнего Северо-Восточного сегмента, с которым его некоторые исследователи [12] объединяют в единый краевой вулканический пояс.

В позднеорогенную стадию развития в данном сегменте со стороны Джунгаро-Балхашской подвижной области проявился интенсивный базальтоидный вулканизм, полоса распространения которого непосредственно переходит в полосу развития подобных же образований во фронтальной зоне Северо-Восточного сегмента (см. рис. 4).

#### СООТНОШЕНИЯ СЕГМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Рассмотренные выше особенности расположения петрохимических зон в разные стадии орогенного магматизма свидетельствуют о сложной истории формирования девонского окраинно-континентального вулканического пояса Центрального Казахстана.

Главнейшая особенность его Северо-Восточного сегмента – это сходное и однотипное асимметричное расположение петрохимических зон на всех стадиях девонского развития с общим усилением роли более щелочных и калиевых пород при удалении от границы каледонского массива с подвижными областями во внутренние части массива. Такая асимметричная зональность свидетельствует о формировании в данном сегменте девонских вулканогенных и интрузивных образований на активной континентальной окраине.

Сарысу-Тенгизский и Бетпақдалинский сегменты отличаются от Северо-Восточного симметричной петрохимической зональностью раннедевонских магматических образований. В их пределах низкокальциевые породы низов девонского разреза распространены не только вдоль границы с Джунгаро-Балхашским морским бассейном, но и во внутренних частях каледонского континента. Выявление причины появления известково-щелочных образований пониженной калиевости в тыловых частях Сарысу-Тенгизского и Бетпақдалинского сегментов требует дополнительных геологических исследований, прежде всего, выясне-

ния особенностей строения погребенного палеозойского фундамента Чу-Сарысу-Тенгизской впадины. Однако представляется неслучайным тяготение указанных магматических образований в Сарысу-Тенгизском сегменте к полосе слоистых терригенных образований, фиксирующих тыловый бассейн, скорее всего, типа Охотоморского. Во всяком случае, различие типов петрохимической зональности раннеорогенного магматизма указанных сегментов и Северо-Восточного сегмента говорит об их структурном смещении в начале девона относительно друг друга.

Начиная же с конца раннего девона, Сарысу-Тенгизский, Бетпақдалинский и Северо-Восточный сегменты имеют общую (фронтальную) зону более низкощелочных и низкокальциевых девонских пород, которые развиты по границе с Джунгаро-Балхашским бассейном девонской терригенной морской седиментации. Зональность среднеорогенного магматизма в пределах указанных сегментов становится асимметричной с общим нарастанием щелочности и калиевости однотипных ассоциаций с удалением от края каледонского массива во внутренние его части (рис. 3, 4).

Однако в позднюю стадию девонского орогенного магматизма Бетпақдалинский сегмент на фоне вышеназванных сегментов выделяется симметричной магматической зональностью. Она обусловлена широким развитием высококальциевых риолитов как во внутренних частях каледонского континента, так и на фронте вулканического пояса и в прилегающих частях Джунгаро-Балхашской подвижной области. В пределах последней высококальциевые континентальные магматические образования слагают узкие тектонические зоны (Успенская, Акжал-Аксоранская, Акбастауская и Тастауская), разделенные морскими терригенными осадками. На фронте Бетпақдалинского сегмента эти образования сливаются в единую зону распространения высококальциевых пород (см. рис. 4), в то время как между Успенской зоной наземных девонских высококальциевых пород и фронтальной частью Северо-Восточного сегмента располагается область средне-верхнедевонских морских преимущественно терригенных отложений (Спаская зона и Нуринский синклиорий), особенности строения которых позволяют рассматривать их как пример аккреционных комплексов. Присутствующие в них вулканы обладают пониженной щелочностью и калиевостью. Позднедевонские магматические образования на фронте Бетпақдалинского сегмента приурочены к гранитизированным докембрийским блокам, которые, скорее всего, появились к этому времени в прилегающих частях Джунгаро-Балхашской области вследствие деструкции каледонского континента и крупных латеральных перемещений. В этом регионе в середине живетского века интенсивно проявилась тельбесская фаза тектогенеза [39]. В общем плане

размещение высококалиевых кремнекислых наземных образований в пределах Джунгаро-Балхашского морского бассейна имеет некоторую аналогию с современными островными дугами средиземноморья с их высококалиевыми породами [28, 43]. Появление на фронте вулканического пояса высококалиевых пород обусловлено, возможно, активизацией мантийного диапирала или плюма. Во всяком случае, именно в данном регионе позднее, в фамене, проявился интенсивный рифтогенез с базальтоидным магматизмом.

Девонский континентальный магматизм Чингизского сегмента отличается общей пониженной щелочностью и калиевостью и симметричностью расположения петрохимических зон на всех стадиях развития. Это говорит о структурном обособлении Чингизского сегмента от основного поля проявления девонского наземного магматизма Центрального Казахстана. Однако в позднюю стадию девонского магматизма (середины среднего девона) в зоне сочленения данного сегмента с Джунгаро-Балхашским морским бассейном формируется мощный комплекс базальтоидов. Полоса его распространения непосредственно сливается с идентичным базальтоидным комплексом фронтальной зоны Северо-Восточного сегмента. По-видимому, именно со второй половины среднего девона можно предполагать начало более тесного структурного сближения Чингизского сегмента с главным ареалом девонского континентального магматизма Центрального Казахстана [21, 24].

Как следует из вышеизложенного, в развитии девонского окраинно-континентального вулканического пояса Центрального Казахстана выделяется два принципиально важных рубежа, отражающие переломные моменты его формирования.

Первому рубежу отвечает объединение Сарысу-Тенгизского, Бетпақдалинского и Северо-Восточного сегментов в единый континентальный блок. До начала эмского времени в первых двух сегментах, в отличие от Северо-Восточного, зональность магматизма имела симметричный характер, свидетельствуя об их структурном сближении относительно друг друга. В дальнейшем всем трем указанным сегментам свойственна уже общая фронтальная зона и асимметричная магматическая зональность, характерная для вулканических поясов активных континентальных окраин.

Второй принципиальный рубеж приходится на конец среднего девона. Интенсивные тектонические движения в это время (тельбесская фаза тектогенеза) привели к деструкции края каледонского континента и появлению отторженных блоков континентальной коры на фронте вулканического пояса, с которыми ассоциируют высококалиевые риолиты восточной части Бетпақдалинского

сегмента. С этого же момента, по-видимому, начинается структурное сближение Чингизского сегмента с главным ареалом девонского наземного магматизма Центрального Казахстана.

Выявленные особенности соотношений разных сегментов девонского вулканического пояса Центрального Казахстана до некоторой степени коррелируются с результатами пока еще немногочисленных палеомагнитных исследований в указанном регионе [6, 10, 31]. По этим данным Бетпақдалинский сегмент (юго-западная ветвь девонского пояса, по цитированному авторам) по отношению к Северо-Восточному сегменту (широтная ветвь пояса, по цитированным авторам) представлял в девоне самостоятельный пояс. Как отмечалось выше, Бетпақдалинский сегмент вместе с Сарысу-Тенгизским в раннем девоне обладали симметричной магматической зональностью в отличие от Северо-Восточного сегмента, были структурно смещены по отношению к Северо-Восточному и объединились с ним в одно структурное целое в конце раннего девона (перед эмсом). Об объединении же указанными исследователями Северо-Восточного (широтной ветви, по цитированному авторам) и Чингизского (юго-восточной ветви пояса, по цитированному авторам) сегментов в единый пояс, по мнению авторов настоящей статьи, можно обоснованно говорить только начиная со второй половины среднего девона.

## ВЫВОДЫ

1. В ареале девонского наземного магматизма Центрального Казахстана выделено две зоны, которые различаются петрохимическими особенностями пород. Закономерная смена низкощелочных и низкокалиевых магматических образований (фронтальная зона) окраины каледонского континента на высокощелочные и высококалиевые разновидности (тыловая зона) с удалением во внутренние части каледонского континента отражает типовую обстановку формирования вулканических поясов окраинно-континентального типа.

2. Активная окраина каледонского континента промаркирована сменой петрохимических зон как по границе с Джунгаро-Балхашской подвижной областью (что ранее было сделано А.А. Богдановым и другими), так и впервые на его северо-востоке по границе с Иртыш-Зайсанской подвижной областью.

3. Девонский окраинно-континентальный вулканический пояс Центрального Казахстана представляет гетерогенную структуру. Свойственная окраинно-континентальным вулканическим поясам асимметричная магматическая зональность в отдельные стадии формирования пояса или некоторых составляющих его сегментов сменяется

симметричной, что свидетельствует о структурном смещении отдельных частей каледонского континента относительно друг друга и, соответственно, о различии геодинамических обстановок проявления девонского наземного магматизма в их пределах. В Северо-Восточном сегменте магматизм все время развивался на активной континентальной окраине. Четко проявленная асимметричная зональность магматизма здесь имеет надсубдукционную природу. В Чингизском сегменте девонский магматизм развивался в условиях островной дуги энсиалического типа. Симметричная магматическая зональность в его пределах отражает влияние соответствующих зон субдукций.

Симметричная же зональность магматизма поздней стадии девонского развития Бетпақдалинского сегмента, выраженная в отличие от Чингизского сегмента смещением высококальциевых пород во фронтальную часть пояса, вероятнее всего, обусловлена воздействием поднимающегося мантийного диапира (или плюма). Возможно, с воздействием мантийного диапира также связана симметричная зональность магматизма ранней стадии развития Сарысу-Тенгизского и Бетпақдалинского сегментов.

4. Принципиально важные рубежи становления девонского вулканического пояса Центрального Казахстана приходятся на конец раннего девона и на конец среднего девона. Первому из них отвечает объединение Сарысу-Тенгизского и Бетпақдалинского сегментов с Северо-Восточным сегментом в единый структурно тесно связанный континентальный блок. На второй рубеж приходятся интенсивные процессы деструкции края каледонского континента в пределах Бетпақдалинского сегмента. Они сопровождаются латеральными перемещениями оторженных гранитизированных континентальных блоков во фронтальную зону данного сегмента и появлением здесь и в прилегающих частях Джунгаро-Балхашского морского бассейна высококальциевых кремнекислых наземных магматических образований. Этому же рубежу отвечает, возможно, также начало более тесного структурного объединения Чингизского сегмента с основным ареалом девонского наземного магматизма Центрального Казахстана.

5. Выявленные переломные моменты в формировании девонского окраинно-континентального вулканического пояса Центрального Казахстана имеют принципиальное значение для познания эволюции Палеоазиатского океана и его континентальных окраин. Их и особенности проявлений магматической зональности необходимо учитывать при палеотектонических реконструкциях.

Авторы признательны А.А. Моссаковскому и А.В. Рязанцеву за ценные советы и критические замечания, способствовавшие улучшению данной статьи.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 98-05-64700), Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Казахстан и его территориального управления "Центр-казнедра".

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бахтеев М.К.* Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. М.: Недра, 1987. 168 с.
2. *Бахтеев М.К., Потапов В.В., Сорокина И.М., Фромберг Э.Д.* Формации калиевых риолитов в палеозоидах Средней Азии и Казахстана // Советская геология. 1986. № 1. С. 103–109.
3. *Богданов А.А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1959. Т. XXXIX. Вып. 1. С. 8–42.
4. *Богданов А.А.* Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья 2 // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1965. Т. XL. Вып. 6. С. 8–42.
5. *Богданов А.А., Зайцев Ю.А., Мазарович О.А. и др.* Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана // Вестн. МГУ. Геология. 1963. № 5. С. 8–20.
6. *Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Кудашева И.А.* Казахстан и Алтай в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 63–71.
7. *Буриштейн Е.Ф., Кошелева И.А., Тевелев Ал.В.* Ультракальциевый вулканизм Центрального Казахстана: распространение, возраст, металлогеническое значение // Московская школа геологов в Казахстане. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 94–109.
8. *Гранкин М.С., Курчатов А.М., Мальченко Е.Г. и др.* Геодинамическая обстановка формирования девонского вулканоплутонического пояса северо-востока Центрального Казахстана и медно-порфировых месторождений в его пределах // Геология и разведка недр Казахстана. 1996. № 4. С. 2–8.
9. *Гранкин М.С., Курчатов А.М., Мальченко Е.Г. и др.* Строение и соотношение сегментов девонского орогенного вулканического пояса Центрального Казахстана – проблемы интерпретации геодинамических обстановок и палеотектонических реконструкций // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 79–81.
10. *Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярев К.Е.* Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1. С. 71–81.
11. *Дергунов А.Б., Моссаковский А.А., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Закономерности формирования палеозойского Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана // Зако-

- номерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 53–67.
12. Журавлев Б.Я., Урываева А.П., Федоров Т.О. и др. Казахстанский девонский краевой вулканический пояс // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 167–183.
  13. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
  14. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
  15. Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13–29.
  16. Курчавов А.М. Зональность девонского орогенного вулканизма Казахстана и Средней Азии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 62–73.
  17. Курчавов А.М. Тектоно-магматические аспекты зональности орогенных вулканитов Средней Азии и Казахстана // Вулканизм и металлогения Средней Азии. Тр. VII Всесоюз. палеовулкан. симпозиума. Ташкент: САИГИМС, 1988. С. 73–79.
  18. Курчавов А.М. Закономерности латеральной изменчивости и эволюция орогенного вулканизма складчатых поясов // Геотектоника. 1994. № 2. С. 3–18.
  19. Курчавов А.М., Баскина В.А., Бахтеев М.К., Моссаковский А.А. Проблемы геодинамической и палеотектонической интерпретации петрохимической зональности вулканических поясов // Геотектоника. 1999. № 1. С. 64–80.
  20. Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г. и др. Геодинамическая обстановка формирования золото-медно-порфировых месторождений Центрального Казахстана // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. Санкт-Петербург: Горный ин-т, 1998. С. 316–320.
  21. Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г. и др. Картирование петрохимических ассоциаций магматитов – новая информация о зональности, сегментированности и геодинамических обстановках формирования вулканических поясов (на примере девонского вулканического пояса Центрального Казахстана) // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Матер. XXXI Тектонического совещания. Т. I. М.: ГЕОС, 1998. С. 294–296.
  22. Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г. и др. Новые данные о строении девонского вулканического пояса северо-востока Центрального Казахстана // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 1. С. 83–86.
  23. Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г. и др. Новые данные о строении девонского вулканического пояса Центрального Казахстана и позиции медно-порфирового оруденения // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. К девяностолетию проф. А.А. Богданова. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 44–49.
  24. Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г. и др. Геодинамические проблемы зональности и сегментированности девонского вулканического пояса Центрального Казахстана // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Матер. XXXII тектонического совещания. Т. I. М.: ГЕОС, 1999. С. 351–353.
  25. Ляпичев Г.Ф. Геологические закономерности магматизма палеозойд Казахстана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Алма-Ата: ИГН АН КазССР, 1986. 44 с.
  26. Ляпичев Г.Ф., Чолпанкулов Т.Ч., Звонцов В.С. и др. Закономерности развития вулканизма Казахстана // Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976. С. 149–166.
  27. Мазарович О.А. Геология девонских моласс. М.: Недра, 1976. 207 с.
  28. Мальченко Е.Г., Гранкин М.С., Курчавов А.М. О геодинамической обстановке формирования верхнедевонских вулканитов Успенской, Акбастаской и Акжал-Аксоранской зон в Центральном Казахстане // Геология и разведка недр Казахстана. 1998. № 4. С. 28–31.
  29. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 320 с.
  30. Никитина Л.Г., Шужанов В.М. Строение и магматизм среднепалеозойских межгорных впадин Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Серия геол. 1972. № 5. С. 48–56.
  31. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
  32. Тащинулина М.В., Семенова-Тянь-Шанская Е.Р., Шарпенко Л.Н. История тектонического развития и вулканогенные формации зоны сочленения Чингиз-Тарбагатайской и Джунгаро-Балхашской складчатых систем // Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1976. С. 133–140.
  33. Тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка. М.: Наука, 1980. 223 с.
  34. Тектоническая карта Восточного Казахстана. Объяснительная записка. М.: Наука, 1982. 139 с.
  35. Тихомиров В.Г. Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М.: Недра, 1975. 148 с.
  36. Четверикова Н.П. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. 41. Вып. 2. С. 24–48.
  37. Четверикова Н.П., Урываева А.П., Федоров Т.О. Особенности строения магматического комплекса девонского краевого вулканического пояса // Вопросы геологии Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 316–335.
  38. Шужанов В.М. Формации девона. Алма-Ата: Наука КазССР, 1984. 222 с.
  39. Юрина А.Л., Кабанов Ю.Ф., Казарманов А.Х., Курчавов А.М. Палеоботаническое обоснование внутрииветского несогласия в девоне северо-запад-

- ной части Джунгаро-Балхашской складчатой области (Центральный Казахстан) // Проблемы и методы геолого-геофизических исследований в связи с детальной геологической съемкой. Ленинград, 1989. С. 75–81. (Записки Горного института; Т. 119).
40. Dickinson W.R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific // *Science*. 1967. Vol. 157. № 3790. P. 801–803.
41. Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Pasquare G., Villari L. Regional distribution and character of active andesite volcanism. Anatolia and north-western Iran // *Andesites* / Ed. R.S. Thorpe. London etc.: Wiley and Sons, 1982. P. 327–349.
42. Joplin G.A. The shoshonite association: A review // *J. Geol. Soc. Austral.* 1968. Vol. 15. P. 275–294.
43. Kourtchavov A.M. Types of island-arc volcanic areals in the Devonian orogenic volcanic belt of the Central Kazakhstan // 5-th Zonenshain conference on plate tectonics. Abstracts. Moscow. November 22–25, 1995. P. 76–77.
44. Kovalenko V., Yarmolyuk V., Bogatkov O. Magmatism, geodynamics and metallogeny of Central Asia. Moscow: MIKO – Commercial Herald Publishers, 1995. 275 p.
45. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petr.* 1976. Vol. 58. P. 63–81.

Рецензент: А.А. Моссаковский

## Zoning, Segmentation, and Paleogeodynamics of the Devonian Volcanic Belt in Central Kazakhstan

A. M. Kurchavov\*, M. S. Grankin\*\*, E. G. Mal'chenko\*\*, V. I. Zhukovskii\*\*,  
B. S. Khamzin\*\*, A. K. Mazurov\*\*\*, and S. Kh. Khamza\*\*\*

\**Institute of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 109017 Russia*

\*\**Territorial Department "Tsentrkaznedra," Ministry of Natural Resources and Environment Protection of the Kazakhstan Republic, pr. Bukhar-Zhirau 47, Karaganda, 470061 Kazakhstan*

\*\*\**Ministry of Natural Resources and Environment Protection of the Kazakhstan Republic, ul. Karla Marksa 81, Kokchetau, 475008 Kazakhstan*

**Abstract**—Lateral variations of petrochemical parameters in Devonian continental magmatic rocks were analyzed throughout their entire distribution area in Central Kazakhstan. Two zones were distinguished: (1) a zone of low alkali and potassium contents considered as the frontal (inner) zone of the Caledonian belt and (2) a zone of elevated alkali and potassium contents interpreted as its back (outer) zone. An increase in the alkali and potassium contents of rocks away from the margin of the Caledonian continent toward its central part is a typical feature of marginal volcanic belts. Based on the succession of petrochemical zones, the active margin of the Caledonian continent was traced in its northeastern part along its boundary with the Irtysh–Zaisan mobile belt. The petrochemical composition of the rocks and the types of Devonian magmatism zoning were established in the major segments of the belt for different stages of their development, as well as changes in the geodynamic settings of magmatism. It is shown that the marginal parts of the Caledonian continent were structurally displaced relative to one another, and that the formation of the marginal volcanic belt was a very complex process. The end of the Early Devonian and the end of the Middle Devonian are believed to be the turning points in the evolution of the belt.

УДК 551.2482(571.56)

## СЕЙСМИЧНОСТЬ И СОВРЕМЕННЫЕ ГРАНИЦЫ ПЛИТ И БЛОКОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

© 2000 г. В. С. Имаев\*, Л. П. Имаева\*\*, Б. М. Козьмин\*\*,  
Л. В. Гувбина\*\*\*, К. Макки\*\*\*\*, К. Фуджита\*\*\*\*

\*Академия наук РС(Я), 677007, Республика Саха (Якутия), г. Якутск, пр. Ленина, 33

\*\*Институт геологических наук СО РАН, 677891, Республика Саха (Якутия), г. Якутск, пр. Ленина, 39

\*\*\*ОМСП СВКНИИ ДВО РАН, 685024, г. Магадан, ул. Скуридина, 66

\*\*\*\*Университет штата Мичиган, США, штат Мичиган, г. Восточный Лансинг

Поступила в редакцию 27.02.98 г.

По данным геолого-геофизических исследований (активные разломы, сейсмичность, фокальные механизмы землетрясений, проявления кайнозойского вулканизма и др.) рассмотрены особенности геодинамического режима на границах современных плит и блоков Северо-Восточной Азии, взаимодействующих между собой. Проведен анализ изменений напряженного состояния земной коры вдоль границы крупных Евразийской и Северо-Американской плит. Предложена модель образования Берингоморского блока, в тылу которого сформировалась одноименная рифтовая зона.

Через акваторию Северного Ледовитого океана, северо-восточную часть Азиатского континента, Охотское море, перешеек полуострова Камчатка, остров Карагинский и Алеутскую островную дугу к полуострову Аляска прослеживается протяженная (~10000 км) полоса сейсмичности, разграничивающая Северо-Американскую плиту от Евразийской, Охотоморской и Тихоокеанской плит [5, 6]. Вдоль этой границы неоднократно изменяется характер напряженного состояния земной коры. Так, срединно-арктическому хребту Гаккеля свойственны процессы рифтогенеза, вызывающие проявления сейсмичности в виде узкой “цепочки” эпицентров землетрясений (шириной до 60–80 км), растяжение земной коры и спрединг океанического дна [1]. Это подтверждается данными фокальных механизмов (сбросовые подвижки в очагах землетрясений) и особенностями пространственного распределения магнитного поля. В центральной части хр. Гаккеля число аномалий магнитного поля составляет 47, а на его южном окончании оно уменьшается до 6. При этом скорость спрединга понижается от 0.6–0.7 см/год в центре рифта хр. Гаккеля до 0.3 см/год на его южном окончании [7].

Шельф моря Лаптевых и прибрежные районы суши между дельтами рек Лены и Яны занимает переходная зона, связывающая структуры растяжения срединно-арктического хр. Гаккеля и структуры сжатия хр. Черского на северо-востоке Азиатского континента. Для этой зоны характерно расширение “поля сейсмичности” до 400–600 км, которое фиксируется на шельфе моря Лаптевых между Новосибирскими островами, полуостровом Таймыр и дельтой реки Лены (диффузное распределение) [1, 6]. При этом наиболее отчетливо на шельфе обособляются две зоны

эпицентров землетрясений. Одна из них (основная), где отмечено большинство крупных сейсмических событий с магнитудой  $M = 5.5–7.0$ , фиксируется от юго-восточного окончания хр. Гаккеля к Янскому заливу, обозначая границу Евразийской и Северо-Американской плит. Другая (Лено-Таймырская зона слабых землетрясений) – прослеживается к западу от Омолойской впадины через дельту р. Лены вдоль побережья Оленекского залива к полуострову Таймыр и островам Северная Земля, возможно, намечая вместе с первой границей контуры Лаптевоморского блока (рис. 1).

Рифтовые структуры хр. Гаккеля продолжают на шельф моря Лаптевых системой узких грабенов и прогибов типа “конского хвоста” (длина 200–250 км, ширина 40–60 км), которые выявляются по сейсмическим данным, полученным методом отраженных волн (МОВ) объединением “Севморгеология” [4]. Эти грабены выделяются также в поле силы тяжести в восточной части моря Лаптевых в виде чередования узких линейных высокоградиентных зон северо-западного и субдолготного простираний, вытянутых от континентального склона на побережье. Магнитное поле в переходной зоне практически однородно в отличие от резкой полосовой картины магнитных аномалий, соответствующей линейной структуре хребта Гаккеля. Большинство эпицентров землетрясений основной зоны шельфа моря Лаптевых локализовано в пределах названных впадин или тяготеет к их бортам, в том числе к самой крупной из них – губе Буор-Хая. По данным фокальных механизмов, здесь в очагах землетрясений фиксируются сбросы, сбросо-сдвиги и сдвиги [1, 6]. Приведенные сведения показывают, что влияние рифта хр. Гаккеля, по-видимому, распространяется до побережья моря Лаптевых.

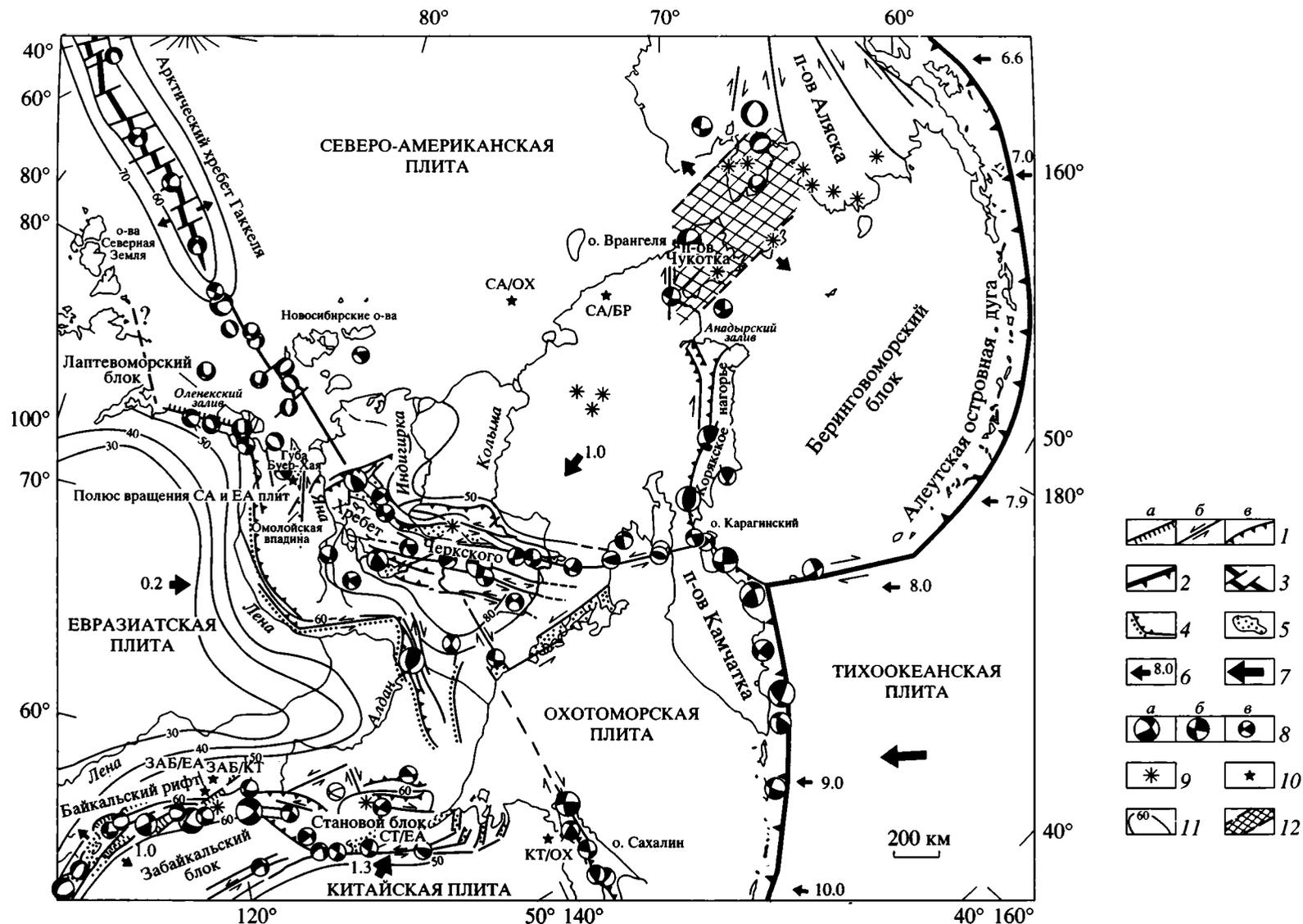


Рис. 1. Схема современной геодинамики Северо-Востока Азии.

1 – активные разломы: а – сбросы, б – сдвиги, в – надвиги; 2 – границы литосферных плит; 3 – спрединговый хр. Гаккеля [1]; 4 – пассивные разломы; 5 – кайнозойские впадины; 6, 7 – направление и скорость движения, см/год [6, 19]: 6 – отдельные блоков, 7 – литосферных плит; 8 – фокальные механизмы землетрясений с  $M \geq 7.0$  – а; 6.0–6.9 – б; <6.0 – в (черные области – действие растяжения, белые – сжатия) [3, 6, 14, 16, 19]; 9 – проявления кайнозойского вулканизма; 10 – полюса вращения [6]; блоков: БР – Берингоморского, ЗАБ – Забайкальского, СТ – Станового; плит: ЕА – Евразийской, ОХ – Охотоморской, СА – Северо-Американской, КТ – Китайской; 11 – тепловой поток, мВт/м<sup>2</sup> [6]; 12 – рифт Берингова моря.

Южнее дельты р. Лены и губы Буор-Хая тектоническая обстановка изменяется, так как в очагах землетрясений этого района устанавливаются сдвиговые, надвиговые и взбросовые смещения. Изучение зон разломов прямыми геолого-структурными методами между долиной р. Лены и губой Буор-Хая подтвердило присутствие здесь систем разрывных нарушений разной кинематики (сбросы, сдвиги, сбросо-сдвиги, надвиги и взбросы), характерных как для областей растяжения, так и сжатия земной коры. Сбросы распространены здесь, главным образом, вдоль западного борта впадины губы Буор-Хая. При этом западное побережье губы Буор-Хая испытывает медленное опускание (скорость современных вертикальных движений, по данным Якутского аэрогеодезического предприятия, составляет до  $-3$  мм/год); к западу от губы фиксируется, напротив, слабое поднятие территории со скоростью  $+(2-3)$  мм/год, что приводит здесь к образованию висячих долин вдоль морского побережья, а также узких каньонообразных молодых нетеррасированных долин рек и ручьев (впадины Хорогор, Севастьян и др.). Согласно гравиметрическим данным, крупные впадины этого района (Кенгдейская, Кунгинская и др.) имеют асимметричное строение: их западные борты – крутые и представлены сбросами, а восточные, более пологие, являются надвигами. Так, натурными наблюдениями в эоценовых осадках восточного борта Кенгдейского грабена (близ дельты р. Лены) установлен надвиг, перекрывающийся недеформированными галечниками среднего–верхнего плейстоцена.

К юго-востоку от переходной зоны границу Евразийской и Северо-Американской плит маркирует сейсмический пояс Черского протяженностью около 2000 км при ширине до 400 км. За последние 30 лет в пояс зарегистрировано более 6000 землетрясений. Эпицентры землетрясений фиксируются от Омолойской впадины через систему хр. Черского, северную часть Охотского моря и перешеек полуострова Камчатка к острову Карагинский. На большем протяжении пояса обнаружены деформации кайнозойских отложений, которые возникли в условиях сжатия. Так, в среднем течении р. Адычи (приток р. Яны) наблюдается смещение по взбросу миоценовой россыпи и обнаружены надвиги триасовых отложений на нижнеплейстоценовые. В среднем течении р. Индигирки на р. Мятис отложения мятисской свиты позднеолигоцен-раннемиоценового возраста смяты в складки северо-западного простирания с крутыми крыльями. Здесь же имеет место надвиг отложений нижнего мела на палеоген-неогеновые осадки. Складчатые деформации отмечены также в миоценовых угленосных отложениях Сеймчано-Буондинской и Верхненерской впадин. Указанные деформации большей частью молодые и вызваны изменением геодинамического

режима в Момском рифте, начавшимся, вероятно, в среднем плейстоцене. На этом рубеже, когда условия растяжения сменились сжатием, скорее всего, и произошло отмирание Момского рифта [6].

Обстановка сжатия сохраняется до настоящего времени, что подтверждается решениями фокальных механизмов землетрясений, большинство из которых в пределах сейсмического пояса Черского соответствует сдвигам, надвигам и взбросам. Из 40 таких определений 62% – сдвиги и взбросы, 24% – надвиги, остальные – сочетание сдвигов и сбросов (14%). Повторное нивелирование, выполненное по линии реперов вдоль р. Индигирки, пересекающей систему Момских впадин в долготном направлении, показало, что названные впадины в настоящее время втянуты в поднятие совместно с обрамляющими их хребтами со скоростью  $+(2-4)$  мм/год. Для пояса Черского выявлено широкое развитие разломов северо-западного простирания, на большей части территории совпадающего с простиранием структур Верхояно-Колымской складчатой области. При этом доминирующую роль здесь играют левые сдвиги, которые представляют собой эшелонированные системы кулис, в полостях которых сформировались небольшие кайнозойские впадины типа “pul-apart”. Такие системы впадин сопровождают, например, разломы Улахан (Верхне-Эрикетская, Бугчанская и др. депрессии) и Чай-Юреинский (Верхненерская, Аркагагинская, Сордонахская и р. впадины).

В районе о-ва Карагинский в Беринговом море вблизи Камчатки полоса сейсмичности продолжается на юг, а затем к востоку через Командорские и Алеутские острова к Аляске. Здесь на отрезке границы между Командорскими и Алеутскими островами вновь фиксируется перемена знака движения (левые сдвиги на правые) за счет большой скорости Тихоокеанской плиты относительно соседней Северо-Американской (см. рис. 1). Напряженное состояние земной коры в пределах Алеутской островной дуги связано с зоной субдукции, которая представлена пологозалегающей (до  $30-50^\circ$ ) сейсмофокальной зоной Беньофа. Гипоцентры землетрясений с  $M \leq 8.5$  тяготеют здесь к погружающейся океанической пластине и достигают глубин 250–300 км с преобладанием надвиговых смещений в их очагах [3].

Рассматривая проявления сейсмичности в Беринговоморском регионе, следует подтвердить вслед за другими исследователями [9, 14] существование здесь Беринговоморского блока, который достаточно надежно оконтуривается эпицентрами землетрясений (рис. 2). На юге граница этого блока трассируется вдоль Алеутской островной дуги. С востока блок ограничивает зона землетрясений  $M \geq 2$ , которая протягивается от тихоокеанского побережья Аляски (заливы Принс Уильям и Кука) к северу и северо-западу в

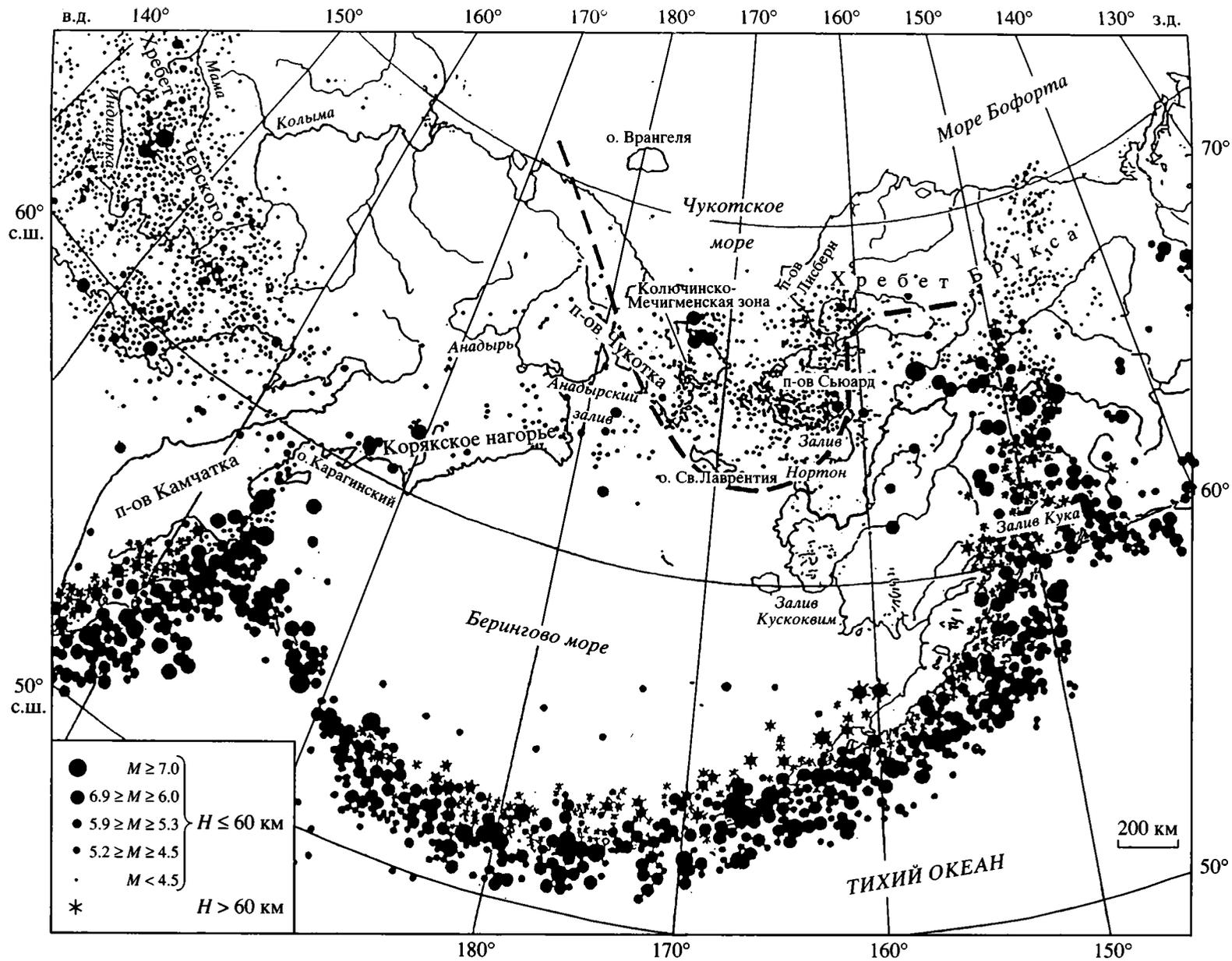
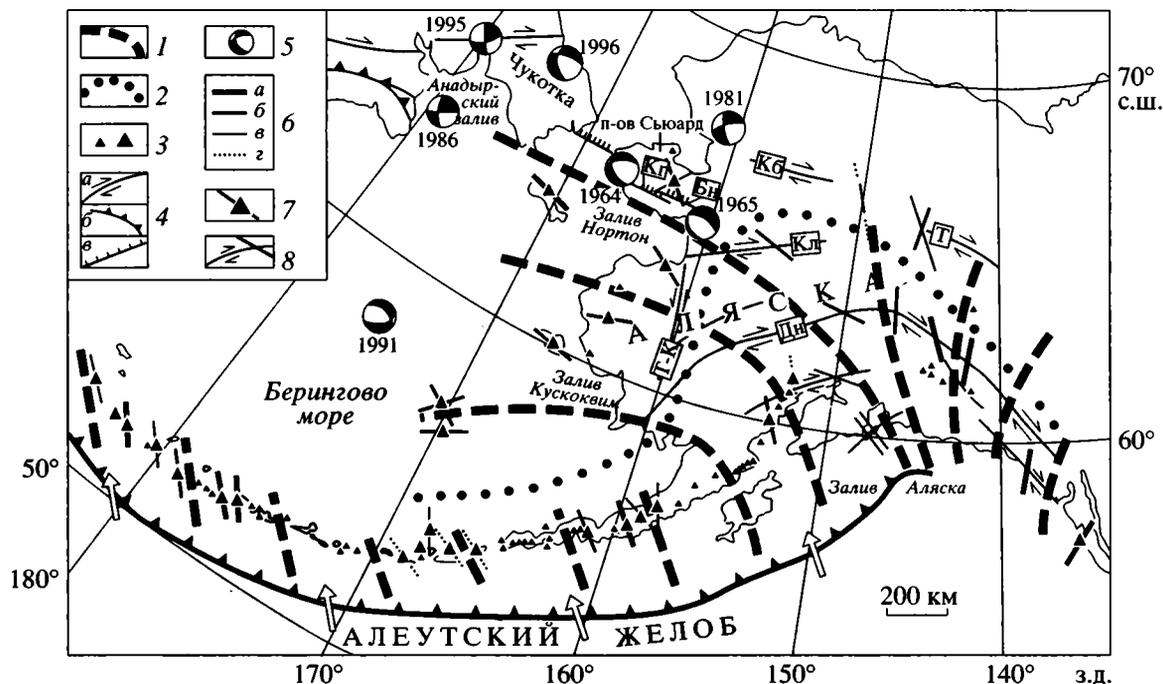


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Берингоморского региона

Кружками разных диаметров и звездочкой показаны эпицентры землетрясений разных магнитуд  $M$  и глубин очагов  $H$  [6, 9, 12, 14, 16]. Пунктирной линией обозначены контур Берингоморского ороклина [17]. К западу от полуострова Камчатка расположено юго-восточное окончание сейсмического пояса Черского.



**Рис. 3.** Схема траекторий тектонических напряжений сжатия на Алеутах и Аляске в позднечетвертичное время, составленная по данным о расположении вулканов, активных разломов и землетрясений [15], с дополнениями авторов. 1 – траектории действия напряжений сжатия; 2 – приблизительная граница смены сдвигового поля тектонических напряжений на сбросовое, оконтуривающая “индентор”; 3 – вулканы и вулканические поля; 4 – активные разломы: а – сдвиги (Дн – Денали, Кб – Кобук, Кл – Калтаг, Т – Тинтина, Т-К – Томсон Крик), б – надвиги и взбросы, в – сбросы (Бн – Бенделобен, Кг – Киглуяк); 5 – фокальные механизмы землетрясений (черные квадранты – действие напряжений растяжения, белые – сжатия) и год их проявления; б – представительность использованных данных (для знаков 7, 8): а – высокопредставительные, б – представительные, в – малопредставительные, г – неуверенные; 7–8 – азимут максимума сжимающих усилий относительно: 7 – вулканических полей (по данным расположения вулканических даек), 8 – линий активных разломов (по данным знака и величины позднечетвертичных смещений). Белыми стрелками, пересекающими линию Алеутского желоба, показано направление движения Тихоокеанской плиты.

направлении полуостровов Сьюард и Лисберн. На полуострове Сьюард известно несколько сильных землетрясений с  $M = 5.3-6.5$  [14]. Далее эпицентры, в основном, слабых землетрясений ( $2.5 \leq M \leq 4.0$ ) фиксируются от полуострова Сьюард через Берингов пролив к Чукотскому полуострову, представляя собой северную границу Берингоморского блока. Здесь наиболее активным является Ключенско-Мечигменский район, в пределах которого за последние 70 лет отмечено свыше 100 слабых землетрясений, 6 из них имели  $M = 5.0-6.9$ . И, наконец, рассматриваемый блок замыкает с запада Анадырско-Корякская сейсмическая зона слабых землетрясений. Она прослеживается на юг-запад от Чукотского полуострова, пересекает Анадырский залив и протягивается по Корякскому нагорью вдоль побережья Берингова моря к острову Карагинский. Здесь она соединяется с сейсмоактивными зонами Камчатки и Алеутской островной дуги. В Анадырско-Корякской зоне также известен ряд сильных землетрясений с  $M = 5.1-6.7$  [9, 14].

История геологического развития и современный структурный план Восточной Чукотки и Западной Аляски указывают, что остров Врангеля в

Восточно-Сибирском море, восточная часть Чукотского полуострова, остров Святого Лаврентия в Беринговом море, полуостров Сьюарда и цепи хребта Брукса на Аляске сложены примерно однородными по составу и возрасту горными породами. Они входят в структуру единого композиционного Арктического террейна и образуют обращенный к югу Берингоморский ороклин (см. рис. 2), который возник в подзднемезозойское время (поздняя юра–неоком) [17]. В процессе конвергенции Тихоокеанской и Северо-Американской плит в кайнозой в пределы Аляски “внедрился” индентор Тихоокеанской плиты с вершиной, направленной на северо-запад и запад к указанному ороклину.

Особенно наглядно это прослеживается на рис. 3, где по ориентации максимума горизонтального сжатия, установленного по расположению вулканических даек, знаку и величине смещения в плоскости активных разломов в позднечетвертичное время, а также параметрам фокальных механизмов землетрясений, показаны траектории действия тектонических напряжений сжатия на Аляске и Алеутах [15]. Легко заметить, что дальше и сильнее всего влияние сжимающих усилий

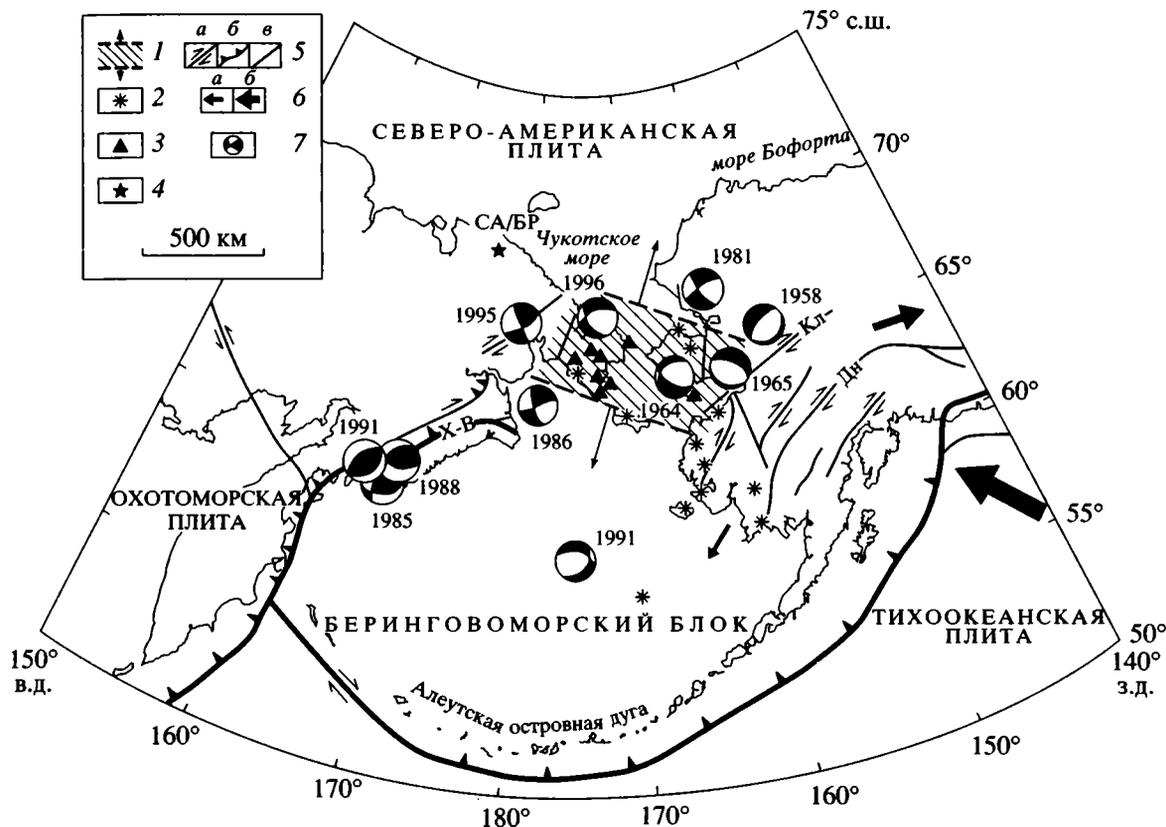


Рис. 4. Схема взаимодействия современных плит и блоков в Беринговоморском регионе.

1 – рифт Берингова моря; 2 – ареалы кайнозойского вулканизма; 3 – проявления гидро- и газотермальной деятельности; 4 – полюс вращения Северо-Американской (СА) плиты и Беринговоморского (БР) блока; 5 – активные разломы и межплитные границы: а – сдвиги (Дн – Денали, Кл – Калтаг), б – взбросы и надвиги (Х-В – Хатырско-Вывенский), в – неустановленный тип движения [9–11, 16]; 6 – направление движения блоков (а) и плит (б); 7 – фокальные механизмы землетрясений и год их проявления.

со стороны Тихоокеанской плиты сказывается вдоль траектории, прослеживающейся на северо-запад и запад от залива Аляска к Анадырскому заливу. Именно на это направление приходится максимум сейсмичности, где от залива Кука вплоть до 67–68° с.ш. отмечены все самые сильные землетрясения внутренних частей Аляски с  $M \geq 6.0$  (см. рис. 2). В результате такого воздействия фронтального сжатия на полуострове Аляска образовалась система протяженных правых сдвигов (Кобук, Тинтина, Калтаг, Денали и др.) [13]. При этом обнаружилось, что скорость современных горизонтальных движений по названным правым сдвигам довольно быстро уменьшается с юга на север от 5 см/год вдоль побережья залива Аляска до одного и менее мм/год (разлом Денали и Тинтина) при одновременном омоложении возраста этих движений в противоположном направлении [11]. Это может свидетельствовать о том, что на широте примерно 68° происходит затухание горизонтальных движений и появление вертикальных подвижек в результате смены сдвигового поля тектонических напряжений на сбросовое. Примерная граница смены поля тектонических напряже-

ний показана на рис. 3 линией крупных точек, которая и оконтуривает “индентор”, представляющий собой контактную зону взаимодействия Северо-Американской и Тихоокеанской плит шириной свыше 500 км и включающей систему параллельных смещенных к северо-западу под влиянием сжатия правых сдвигов. Результатом этого взаимодействия является проявление здесь активных тектонических, вулканических и сейсмических процессов.

Переход сдвигового поля тектонических напряжений в сбросовое подтверждают решения фокальных механизмов землетрясений 1958, 1964, 1965 и 1981 гг. (сбросы) (рис. 4, см. рис. 3), а также развитие разломов сбросовой кинематики широтного и северо-западного простирания (Киглуяк, Бенделобен, Дерби и др.) на полуострове Сьюарда (Западная Аляска).

Все это позволяет сделать вывод, что развитие правых сдвигов в условиях сжатия на Аляске, возможно, обусловило возникновение на их западных окончаниях крупной зоны растяжения в виде рифта Берингова моря. Пространство, занятое рифтом, совпадает с центральной частью Берин-

говоморского ороклина [17] и заштриховано на рис. 4. По данным инструментальных сейсмологических и геолого-структурных исследований [10, 16], зона растяжения продолжается от полуострова Сьюард на шельф Берингова моря к Чукотке. В частности, сложная система сбросовых уступов выявлена также на дне моря в прибрежной части залива Нортон южнее полуострова Сьюард [20]. Анализируя рельеф Западной Аляски, легко заметить здесь также обширную зону опускания, фиксируемую к западу от субдолготного разлома Томпсон Крик близ  $160^\circ$  з.д. между заливами Берингова моря Нортон и Кускоквим (см. рис. 3).

Влияние горизонтальных растягивающих тектонических напряжений устанавливается также на Чукотском полуострове. Это выражается в развитии местных сбросов северо-западного простирания в сочетании со сдвигами, ограничивающих морфологически отчетливо выраженные неоген-четвертичные впадины Колючинско-Мичигменской зоны растяжения. Высокая сейсмическая активность этого района и фокальные механизмы сильных землетрясений, указывающие на сбросовой характер движения в их очагах (землетрясения 1962, 1971 и 1996 гг.) [12], свидетельствуют о преобладании здесь сейсмического режима, характерного для рифтовых зон.

К другим признакам рифта Берингова моря следует отнести расположение в его пределах ареалов позднекайнозойского щелочного вулканизма (Берингоморская щелочнобазитовая провинция) [2, 16] и массовые проявления гидро- и газотермальной деятельности [8, 20], которые наблюдаются как на западном (Чукотка), так и на восточном (Западная Аляска) флангах рифта (см. рис. 4).

На Корьякском нагорье по материалам геолого-структурных и геофизических исследований выявляется крупная система Хатырско-Вывенокских взбросо-сдвигов северо-восточного простирания (см. рис. 4), современная активность которых определяется крупными сейсмическими событиями 1988 и 1991 гг. [9]. Их фокальные механизмы также подтверждают взбросовую природу этих землетрясений. Вместе с тем, по результатам дешифрирования аэрофото- и космоснимков, разномасштабных топокарт, а также данным фокальных механизмов землетрясений, кроме взбросовых и надвиговых подвижек здесь обнаруживается еще правосдвиговая компонента движений.

В результате можно предположить, что рифт Берингова моря представляет собой зону растяжения, которая возникла между окончаниями двух крупных систем взбросов и правых сдвигов на Корьякском нагорье-Чукотке и правых сдвигов Западной Аляски под воздействием сжатия, вызванного движением к северо-западу Тихоокеанской плиты. Условия локального растяжения на

востоке Чукотки и западной части Аляски, возникшие в тылу субдуцирующей Тихоокеанской плиты, достаточно тождественны тектонической позиции впадин растяжения, образовавшихся к северу от зоны коллизии Индии и Евразии [18]. В обоих случаях сжатие сталкивающихся в результате коллизии блоков вызывает возникновение к северу от зоны горизонтального растяжения, соответствующих впадин и землетрясений со сбросовой подвижкой в их очагах. При лобовом давлении на Берингоморский ороклин со стороны Тихоокеанской плиты его крылья, возможно, выпрямляются (как и крылья любой складки), образуя локальную зону растяжения, которая вполне может соответствовать рифту Берингова моря.

Итак, по совокупности геолого-геофизических данных можно считать, что в пределах акватории Берингова моря существует Берингоморский блок (или микроплита), границы которого прослеживаются по эпицентрам многочисленных слабых и единичных сильных землетрясений. Под воздействием Тихоокеанской плиты Берингоморский блок смещается к западу относительно Северо-Американской плиты с полюсом вращения, расположенным вблизи Чаунской губы Восточно-Сибирского моря. При этом во фронтальной части Берингоморского блока в пределах Корьякского нагорья сформировалась система взбросов, надвигов и правых сдвигов, а в его тылу возникла зона растяжения рифта Берингова моря. Не исключено, что названный блок представляет собой остаток древней океанической плиты Кула Тихого океана [5].

Таким образом, в пределах единой межплитной границы, прослеживаемой от о-ва Гренландия до Аляски и отделяющей Северо-Американскую плиту от Евразийской, Охотоморской и Тихоокеанской плит, наблюдается частая смена геодинамических режимов: растяжение земной коры, где литосферные плиты расходятся (хр. Гаккеля); промежуточная зона (смешанное поле тектонических напряжений на шельфе моря Лаптевых и его побережье, где расположен полюс вращения Северо-Американской и Евразийской плит); скольжение с левым сдвигом, вызванное северо-восточным сжатием в результате косоугольного сближения плит (хр. Черского); скольжение с правым сдвигом, возникшим под влиянием северо-западного сжатия и большей скорости движения Тихоокеанской плиты (участок от Командорских до Алеутских островов), и, наконец, сжатие земной коры, где плиты сближаются под воздействием фронтальных сжимающих напряжений. При этом рассмотренная граница сопровождается системой микроплит и блоков (Лаптевоморский и Берингоморский блоки), которые образовались между взаимодействующими плитами-гигантами и отчетливо трассируются проявлениями сейсмичности.

Мы благодарим за поддержку данных исследований РФФИ (грант 99-05-64933), национальный

научный фонд США (NSF) и консорциум научных учреждений США по сейсмологии (IRIS).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. Санкт-Петербург: ВНИИОкеанология, 1996. 185 с.
2. *Акинин В.В., Ант Ю.Е.* Эмеленские вулканы (Чукотский полуостров): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 97 с.
3. *Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др.* Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений // Сейсмология. М.: Наука, 1972. № 8. 192 с.
4. *Граumberг И.С., Деменицкая Р.М., Карасик С.Б.* Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля–Момского хребта // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 3. С. 689–694.
5. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Наука, 1979. 311 с.
6. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмоструктура Северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 138 с.
7. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофизич. методы разведки в Арктике. Л.: Изд-во НИИГА, 1968. Вып. 5. С. 8–9.
8. Карта мерзлотно-гидрогеологического районирования Восточной Сибири. Масштаб 1 : 2500000. М.: ГУГК, 1984.
9. *Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В., Кирюшин А.В.* Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1994. Вып. 26. С. 103–122.
10. *Dumitru T.A., Miller E.L., O'Sullivan P.B., Amato J.M., Hannula K.A., Calvert A.T., Gans P.B.* Cretaceous to Recent extension in the Bering Strait region, Alaska // Tectonics. 1995. Vol. 14. № 3. P. 549–563.
11. *Estabrook C.H., Stone D.B., Davies J.N.* Seismotectonics of Northern Alaska // J. of Geophysical Research. 1988. Vol. 93. № B10. P. 12.026–12.040.
12. *Fujita K., Koz'min B.M.* Seismicity of the Amerasian Arctic shelf and its relationship to tectonic features // 1992 Proceedings International Conference on the Arctic Margins. Anchorage, Alaska, 1994. P. 307–312.
13. *Gedney L., Warner I.V., Shapiro L.* Tectonic lineaments and plate tectonics in south-central Alaska // Proceedings of the first International Conference on the New Basement tectonics. Utah Geological Association Publication 5. Salt Lake city: UTAH, 1974. P. 27–33.
14. *Gunbina L.V., Kovalev B.N., Mackey K.G., Fujita K., Stone D.B.* Seismicity Map of the Bering Strait Region (abstracts) // EOS. Transactions. AGU. San-Francisco, 1996. Vol. 77. № 46. P. F522.
15. *Nakamura K., Plafker G., Jacob K.H., Davies J.N.* A tectonic stress trajectory map of Alaska using information from volcanoes and faults // Bull. Earthquakes Res. Inst. Univ. Tokyo, 1980. Vol. 55. P. 89–100.
16. *Page R.A., Biswas N.N., Lahr J.C., Pulpan H.* Seismicity of continental Alaska. Neotectonics of North America // Geological Society of America. Boulder. Colo, 1991. P. 47–68.
17. *Patton W.W., Talleur I.L.* Evidence in the Bering Strait region for differential movement between North America and Eurasia. Geol. Soc. Am. Bull. 88. 1977. P. 1298–1304. 1977. P. 1298–1304.
18. *Peltzer G., Tapponier P.* Formation and Evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India–Asia collision: an experimental approach // Journal of Geophysical research. 1988. Vol. 90. № B12. P. 15085–15117.
19. *Stone D.B.* Present day plate boundaries in Alaska and the Arctic // Journal of the Alaska Geological Society. 1983. Vol. 3. P. 1–14.
20. *Thor D.R., Nelson C.H.* Environmental geologic studies of the northern Bering Sea // Offshore Alaska. US Geological Survey in Alaska. Geological survey circular 823-B. 1981. P. B121–B122.

## Seismicity and Present-Day Boundaries of Plates and Blocks in Northeast Asia

V. S. Imaev\*, L. P. Imaeva\*\*, B. M. Koz'min\*\*, L. V. Gunbina\*\*\*, K. Mackey\*\*\*\*, and K. Fujita\*\*\*\*

\*Siberian Division (Yakutsk Branch), Russian Academy of Sciences, pr. Lenina 33, Yakutsk, 677007 Yakut Republic, Russia

\*\*Institute of Geosciences, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, pr. Lenina 39, Yakutsk, 677891, Russia

\*\*\*Experimental Seismological Division, Northeast Multidisciplinary Research Institute (SVKNII), Far East Division, Russian Academy of Sciences, ul. Skuridina 6b, Magadan, 685024 Russia

\*\*\*\*Department of Geological Sciences, Michigan State University, East Lansing, MI 48824 USA

**Abstract**—The geodynamic regimes along the boundaries of the presently interacting plates and blocks of Northeast Asia are discussed on the basis of geological and geophysical investigations (active faults, seismicity, focal mechanisms of earthquakes, Cenozoic volcanism, and other topics). Changes in stress fields at the boundary between the Eurasian and the North American plate are analyzed. A model is proposed for the origin of the Bering Block with the Bering rift zone in its back.

## СТРУКТУРООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТРОЙНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ БУВЕ (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2000 г. С. Г. Сколотнев

*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7*

Поступила в редакцию 08.02.99 г.

Проведен детальный анализ простирающихся различных структур и структурных рисунков океанского дна в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) по материалам батиметрической съемки многолучевым эхолотом СИМРАД и дано их сравнение с теоретическими структурными рисунками, построенными для случая симметричного спрединга в трех срединно-океанических хребтах: Срединно-Атлантическом, Африкано-Антарктическом и Американо-Антарктическом. Установлено широкое развитие разномасштабных нетипичных структур океанского дна, локализованных на границах и краях литосферных плит. На краях Южно-Американской и Антарктической плит – это структуры сжатия (поднятия, сдвиговые ансамбли), на краю Африканской плиты – структуры растяжения (грабены). Формирование нетипичных структур и деформация ранее образовавшихся сопровождается внутриплитной вулканической активностью. Строение океанского дна осложняется интенсивными вулканическими процессами, связанными с плюмами глубинной мантии. Детализирована геологическая эволюция района тройного сочленения за последние 10.5–11 млн. лет, изменена предложенная ранее последовательность событий, внесены новые элементы в геологическую историю. Геологическая эволюция отличается сложностью, частой сменой типов конфигурации тройной точки, ее общей направленностью является рост Американо- и Африкано-Антарктического хребтов за счет отступления и отмирания Срединно-Атлантического хребта. Показано, что сложности структуры океанского дна в этом районе обусловлены воздействием на спрединг сил, имеющих самостоятельную природу (плюмовый магматизм, глобальные перестройки в движении плит). Эти внешние силы создали и поддерживают нестабильный режим развития тройного сочленения за последние 10.5–11 млн. лет, что обуславливает нелинейный характер геологической эволюции района тройного сочленения и процессов структурообразования океанского дна на этом участке.

### Постановка проблемы

Изучение закономерностей геологического развития районов тройного сочленения срединно-океанических хребтов необходимо для познания механизмов геологической эволюции всего Мирового океана. В Южной Атлантике вблизи о-ва Буве располагается район тройного сочленения Буве, где контактируют Американо-Антарктический, Африкано-Антарктический и Срединно-Атлантический хребты или, другими словами, стыкуются Южно-Американская, Африканская и Антарктическая плиты (рис. 1). В 70–80-е годы на основании распределения эпицентров землетрясений и отрывочных данных по рельефу дна и магматизму было определено приблизительное положение тройного сочленения Буве и намечены основные этапы геологического развития этого района [8, 17]. В дальнейшем в ходе двух российско-итальянских экспедиций, проведенных на российских судах “Академик Николай Стрехов” и “Геленджик” (1994–1996 гг.), были получены детальные магнитометрические и сейсмические данные, уникальный каменный материал и выполнена батиметрическая съемка района с по-

мощью многолучевого эхолота “Симрад” [2–4, 9, 12, 13], существенно дополнившие и детализировавшие знания о строении этого региона. Описание геологии района тройного сочленения Буве на базе новых данных приведено в обстоятельных статьях М. Лиджи и др. [13] и А.А. Пейве и др. [4]. В этих работах, отразивших геологическое развитие данного района за последние 10 млн. лет, показано, что наряду с типовыми структурами, характерными для океанского дна с малыми скоростями спрединга, возникают структуры неясного генезиса. В частности, это крупный косой прогиб, надстраивающий рифтовую долину в крайнем северном сегменте Американо-Антарктического хребта, внутриплитные грабены на юго-западной окраине Африканской плиты, проградирующий на северо-запад хребет Шписс. При детальных исследованиях выявляется большое количество более мелких морфоструктур, не вписывающихся в структурный план океанского дна в гребневых частях срединно-океанических хребтов, основу которого составляют рифтовые долины с субпараллельными им рифтовыми горами, пересеченные субортогонально расположенными долинами трансформных разломов, борта ко-

торых могут надстраиваться поперечными хребтами. Следует также отметить, что в изучаемом районе и типовые структуры (рифтовые горы, долины разломов и др.) нередко испытывают последующую деформацию, на что указывает изменение их простираний.

Основная цель данной работы – описать нетипичные структуры и их ансамбли, попытаться выяснить их генезис и в дальнейшем учитывать вновь выявленные структурообразующие факторы и процессы при анализе истории геологического развития района тройного сочленения Буве. Главным методом исследования является анализ структурных рисунков океанского дна, а также форм, размеров и простираний отдельных морфоструктур, их типизация и районирование. По возможности также использовались данные магнитной съемки для определения возраста и результаты драгирования для установления вещественного состава некоторых морфоструктур. Фактическим материалом послужили батиметрическая карта, карты так называемого теневого рельефа, которые строятся на основе данных эхолотного промера с помощью специальных компьютерных программ, и карта полосовых магнитных аномалий, построенные М. Лиджи с соавторами [13].

#### Модели спрединга для района тройного сочленения Буве

В данном разделе, опираясь на геометрические модели спрединга в районе тройного сочленения Буве Дж. Склейтиера и др. [17], проводится теоретический анализ структурных рисунков океанского дна, возникающих при различных конфигурациях тройного сочленения и при разных соотношениях скоростей спрединга в условиях неподвижности Антарктической плиты. Последнее следует из того, что практически вся Антарктическая плита окружена спрединговыми хребтами. Обсуждаемые в данном разделе теоретические модели структурных планов океанского дна, образованных типовыми структурами спрединговой природы, помогут в дальнейшем, во-первых, распознать нетипичные фрагменты структурного плана и, во-вторых, обнаружить отсутствие или модификацию типовых структур и элементов структурного плана.

На рис. 2, а показана конфигурация хребет–разлом–разлом при равной скорости спрединга во всех хребтах. В этом случае точка тройного сочленения неподвижна, а осевые части Америка-но- и Африкано-Антарктических хребтов удаляются от тройной точки со скоростью, равной половине скорости спрединга, увеличивая длины активных участков разломов, стыкующихся в тройном сочленении. На стороне, противоположной точке тройного сочленения Буве, на продолжении этих разломов образуется пассивный отрезок,

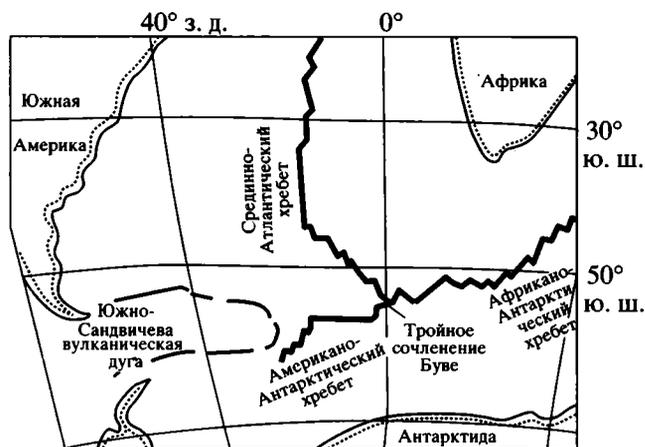
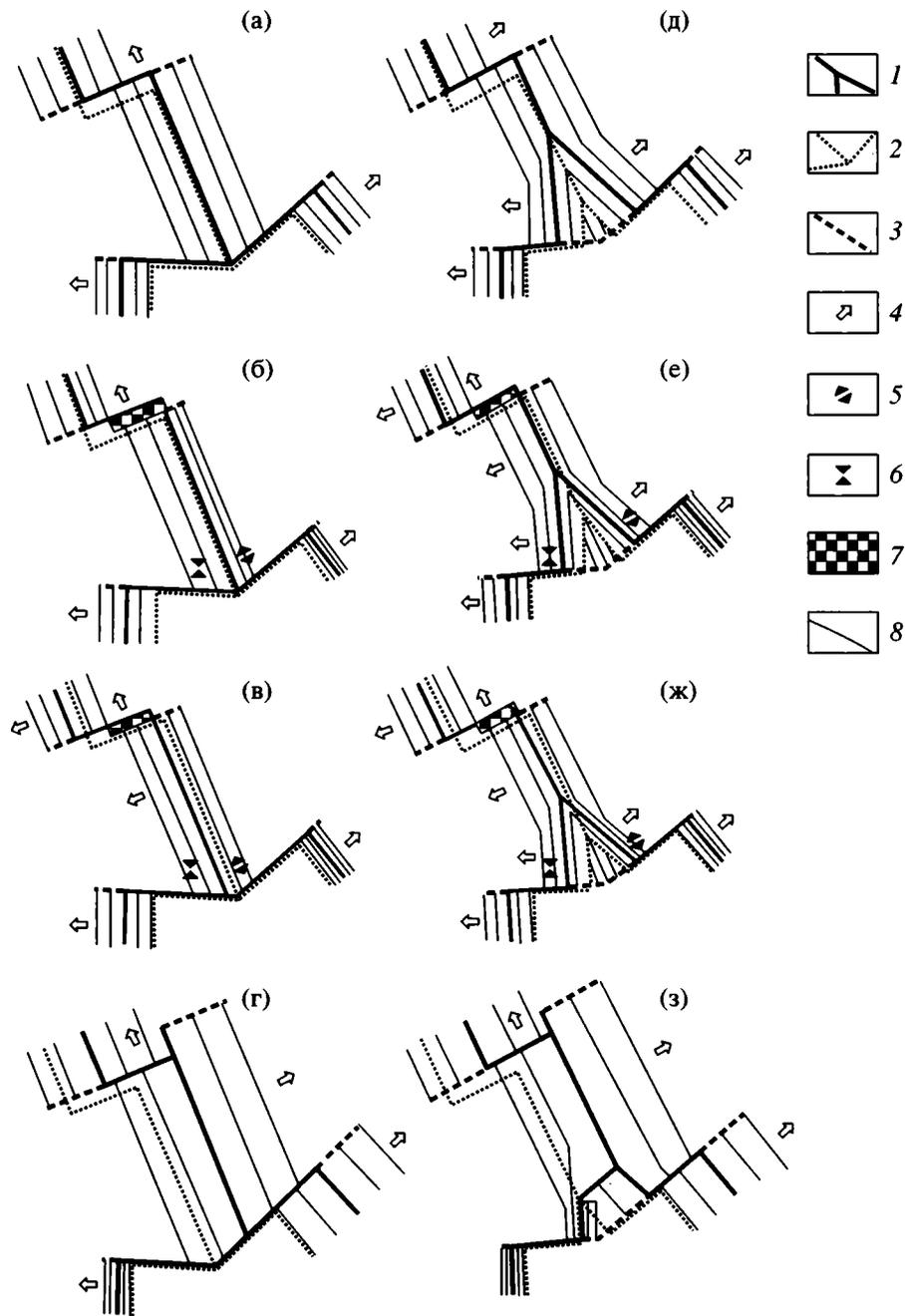


Рис. 1. Географическое положение тройного сочленения Буве.

зок, равный длине активного участка. В пределах Срединно-Атлантического хребта трансформные разломы удаляются от тройного сочленения, длина их активных участков не изменяется, а пассивные участки нарастают с обеих сторон. Структуры Срединно-Атлантического хребта отделяются от остальных структур трансформными разломами. Структуры двух других хребтов стыкуются по линии, продолжающей ось Срединно-Атлантического хребта к юго-востоку.

Конфигурация хребет–разлом–разлом при скорости спрединга в Африкано-Антарктическом хребте меньшей, чем в Американо-Антарктическом хребте, что имеет место на современном этапе, будет устойчивой либо при асимметричном спрединге в Срединно-Атлантическом хребте (более быстром в западном направлении) (см. рис. 2, б), либо при миграции оси Срединно-Атлантического хребта к западу (см. рис. 2, в). При данном соотношении скоростей Африканская и Южно-Американская плиты в области трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта перекрывают одна другую (см. рис. 2, б, в). Это перекрытие может компенсироваться ростом структур сжатия в зоне трансформной границы между этими плитами, сокращением размеров Южно-Американской плиты с возникновением в ней условий сжатия и увеличением размеров Африканской плиты, что должно привести к обстановке растяжения в ее пределах.

На рис. 2, д рассматривается конфигурация хребет–хребет–хребет при равной скорости спрединга во всех хребтах. В данном случае точка тройного сочленения отступает вдоль оси Срединно-Атлантического хребта и увеличиваются длины Африкано- и Американо-Антарктических хребтов. Структуры гребневой части Срединно-Атлантического хребта непосредственно стыкуются со структурами двух других хребтов, а



**Рис. 2.** Предполагаемые структурные рисунки района тройного сочленения Буве и способы их образования для конфигураций: а-г – хребет–разлом–разлом, д-з – хребет–хребет–хребет.

1 – дивергентные границы (осевые части спрединговых хребтов и трансформных разломов); 2 – местоположение дивергентной границы начального этапа; 3 – пассивные участки трансформных разломов; 4 – направление миграции дивергентной границы; 5–7 – области: 5 – растяжения, 6 – сжатия, 7 – возможного взаимодействия Южно-Американской и Африканской плит; 8 – изохроны океанского дна.

структуры Американско- и Африкано-Антарктических хребтов сочленяются вдоль линии, продолжающей ось Срединно-Атлантического хребта к югу. Трансформные разломы в пределах Американско- и Африкано-Антарктического хребтов не мигрируют, их пассивные отрезки нарастают на обоих флангах, а длина активной части ос-

тается постоянной. Поведение трансформных разломов в пределах Срединно-Атлантического хребта аналогично таковому при предыдущей конфигурации. В области этих разломов при соотношении скоростей спрединга, характерном для современного этапа, также будет возникать зона перекрытия Африканской и Южно-Амери-

канской плит (см. рис. 2, е, ж), а ось Срединно-Атлантического хребта всегда будет мигрировать в юго-западном направлении.

При перестройке конфигурации тройного сочленения от хребет–разлом–разлом к хребет–хребет–хребет вновь возникающие крайние северные сегменты Американско- и Африкано-Антарктических хребтов прорезают уже сформированную в пределах Срединно-Атлантического хребта литосферу. При этом образуется некая область четырехугольной формы, в которой структуры имеют простирания Срединно-Атлантического хребта. Эта область окружена структурами других простираний, находится на продолжении оси Срединно-Атлантического хребта и ограничена с юга пассивными отрезками трансформных разломов.

На рис. 2, г, з рассмотрены возможные случаи образования косой структуры в пределах Американско-Антарктического хребта. Это может произойти, когда скорость спрединга в Американско-Антарктическом хребте существенно меньше, чем в Африкано-Антарктическом (ситуация, противоположная современному этапу), а ось Срединно-Атлантического хребта при этом мигрирует к северо-востоку. Дополнительно при конфигурации тройного сочленения типа хребет–хребет–хребет (см. рис. 2, з) Американско-Антарктический хребет не должен мигрировать к западу. В этих случаях в точке тройного сочленения со стороны Американско-Антарктического хребта подходит косая структура (по отношению к направлению спрединга в этом хребте) с простиранием около  $45^\circ$ .

#### **Анализ структурных рисунков океанского дна в районе тройного сочленения Буве**

В соответствии с работой [13] принято следующее структурное деление района тройного сочленения Буве: Срединно-Атлантический, Американско-Антарктический и Африкано-Антарктический хребты, область к северо-востоку от хребта Шписс (Восточная зона дислокаций в работе [4]) и область, заключенная между крайними северными сегментами Американско- и Африкано-Антарктических хребтов. Используемые ниже данные по геологии района почерпнуты из работы [13].

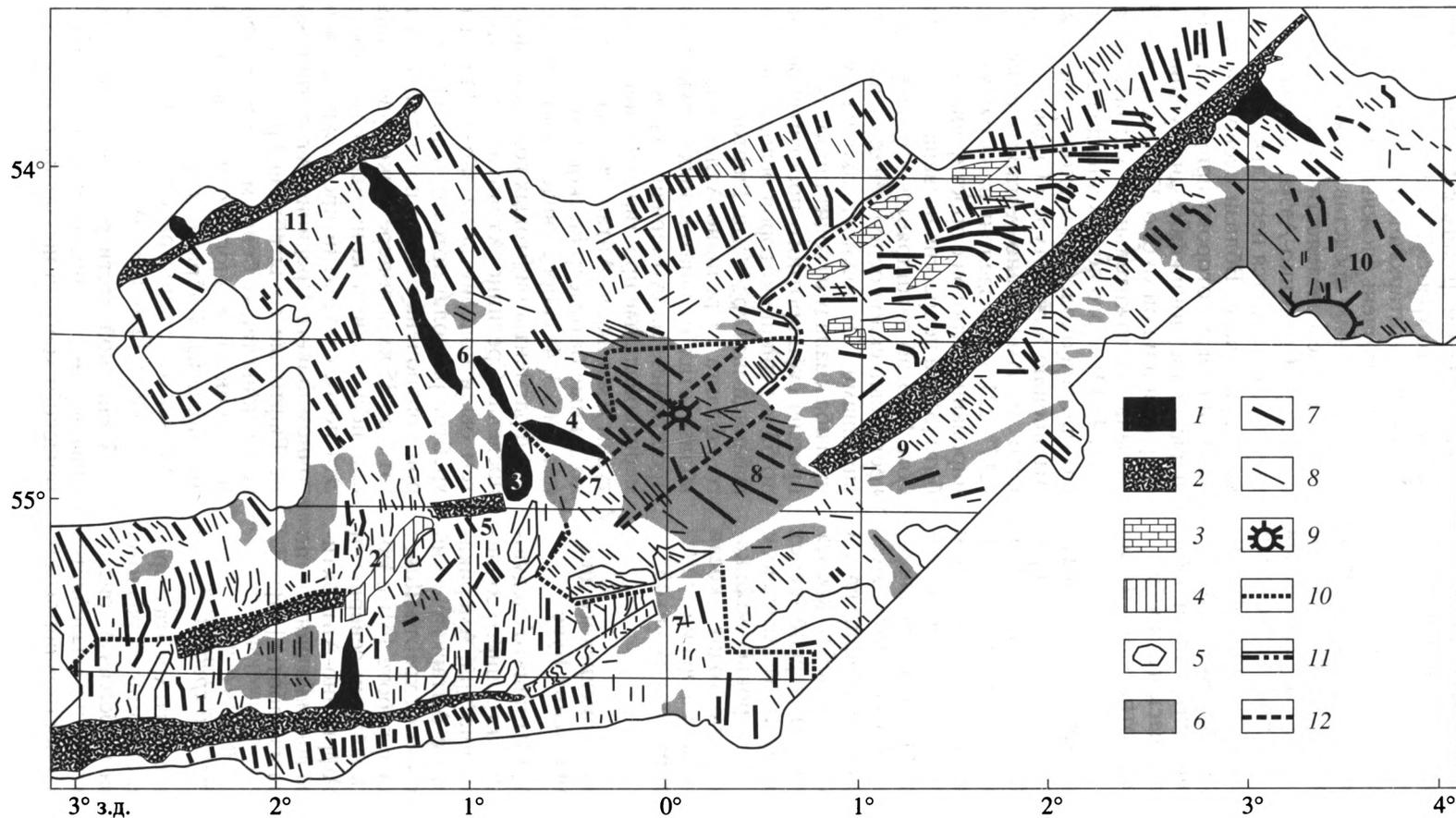
#### *Срединно-Атлантический хребет*

Рифт Срединно-Атлантического хребта с простиранием  $155^\circ$  южнее трансформного разлома  $54^\circ 10'$  ю.ш. представлен тремя депрессиями (рис. 3). Южная из них на южном окончании разделяется на две короткие депрессии с простираниями  $180^\circ$  и  $115^\circ$  (в дальнейшем Западный и Восточный трюги) [15]. В пределах самого хребта на коре с возрастом до 9.4 млн. лет доминируют удлиненные структуры, параллельные рифтовой долине, так

называемые рифтовые горы. По данным магнитной съемки скорость спрединга для этого периода составляет 3 см/год [13].

На западном фланге структуры Срединно-Атлантического хребта сочленяются со структурами Американско-Антарктического хребта. Это сочленение имеет очень сложный вид, не соответствующий модельным представлениям, рассмотренным в предыдущем разделе. Вначале распространение структур Срединно-Атлантического хребта к югу ограничивается несколькими отрицательными структурами. Вблизи осевой части – это Западный трюг, к которому примыкает неотчетливо выраженное понижение дна субширотного простирания длиной около 27 км (см. рис. 3). С ним связана положительная магнитная аномалия (рис. 4). От этого понижения дна отходит депрессия (длиной около 40 км), косо расположенная по отношению к структурам Срединно-Атлантического и Американско-Антарктического хребтов ( $217^\circ$ – $221^\circ$ ) и разделенная на ряд мелких эшелонированных трюгов с простиранием  $15^\circ$ – $17^\circ$ . В работе [3] эта депрессия названа Граничным прогибом. Прогиб расширяется к северу, где его юго-восточный склон осложнен ступенями и мелкими впадинами. От южного окончания Граничного прогиба к западу отходит широкая неглубокая депрессия субширотного простирания длиной около 55 км, днище которой осложнено мелкими изгибающимися хребтами. Рифтовые горы западного фланга Срединно-Атлантического хребта вблизи этих отрицательных структур изменяют простирание на субмеридиональное (рис. 5). Субмеридиональные простирания свойственны структурам Американско-Антарктического хребта, однако данные батиметрической и магнитной съемок (см. рис. 3, 4) скорее свидетельствуют о том, что эти фрагменты рифтовых гор сформировались в пределах Срединно-Атлантического хребта, а затем были повернуты на запад. Места поворота хребтов располагаются на одной линии, к которой приурочена полоса изометричных поднятий (от 5 до 35 км в поперечнике), увенчанных одной или несколькими конусовидными постройками. Эта полоса поднятий прослеживается и на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта. Рифтовые горы вблизи Граничного прогиба осложнены также более мелкими морфоструктурами, при этом иногда отчетливо наблюдаются ансамбли из S-образных хребтиков, указывающие, как отмечено в работе [3], на левосторонний сдвиг вдоль Граничного прогиба.

В западной части района между структурами Срединно-Атлантического и Американско-Антарктического хребтов наблюдаются сложно изогнутые хребты, соразмерные рифтовым горам. Начиная с уровня магнитной аномалии 4, структуры Срединно-Атлантического хребта непосредственно переходят в структуры Американско-Ан-



**Рис. 3.** Структурная схема района тройного сочленения Буве. Выполнена на основе материалов, представленных в работах [9, 12, 13].

1, 2 – долины: 1 – рифтовые, 2 – трансформных разломов; 3 – грабенообразные структуры; 4 – Граничный прогиб; 5 – депрессии; 6 – тектоно-вулканические поднятия; 7 – оси отчетливо выраженных хребтов; 8 – оси мелких хребтиков, простирающиеся мелких порогов и уступов; 9 – крупные вулканические постройки; 10 – границы между структурами одной плиты, сформировавшимися в пределах двух различных спрединговых хребтов; 11 – северная граница Восточной зоны дислокаций; 12 – зоны поперечных нарушений на поднятии Шписс. Цифрами обозначены: 1 – разлом Конрада, 2 – Граничный прогиб, 3 – Западный и 4 – Восточный трюги, 5 – предполагаемый трансформный разлом пост-Конрад, 6 – осевая часть Срединно-Атлантического хребта, 7 – участки (два) реликтовых структур Срединно-Атлантического хребта в пределах Антарктической плиты, 8 – кальдера вулкана Шписс, 9 – разлом Буве, 10 – вулкан Буве, 11 – разлом 54°10' ю.ш.

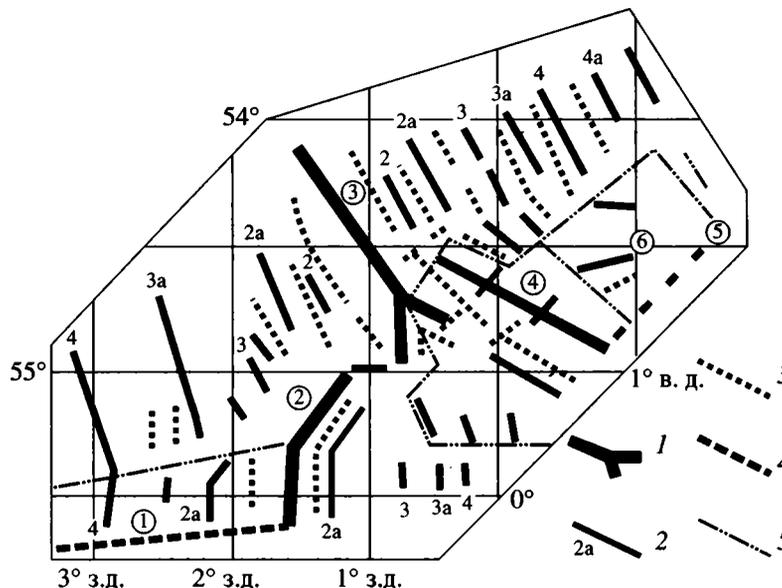


Рис. 4. Схема полосовых магнитных аномалий района тройного сочленения Буве, по [13].

1 – осевая аномалия; 2 – оси положительных аномалий и их номера; 3 – оси отрицательных аномалий; 4 – трансформные разломы; 5 – границы между структурами, сформировавшимися в пределах различных спрединговых хребтов. Цифры в кружках: 1 – разлом Конрада, 2 – Граничный прогиб, 3 – Срединно-Атлантический хребет, 4 – хребет Шписс, 5 – разлом Буве, 6 – Восточная зона дислокаций.

тарктического хребта (см. рис. 3–5), при этом линия их сочленения располагается под углом  $60^\circ$  к разлому Конрада, что соответствует модели развития тройного сочленения при конфигурации хребет–хребет–хребет (см. рис. 2, д, е, ж).

Структуры восточного фланга Срединно-Атлантического хребта сочленяются со структурами Африкано-Антарктического хребта. Это сочленение также сложное и далеко от соответствия модельным построениям. Вблизи осевой части хребта в структуры восточного фланга внедряется хребет Шписс, при этом в области шириной 20 км, примыкающей с востока к хребту Шписс, структуры Срединно-Атлантического хребта изменяют простирание от  $155^\circ$  до  $140^\circ$ . Восточнее этой области простирание структур Срединно-Атлантического хребта не нарушено, при этом к югу они обрываются резким уступом, за которым уже следуют структуры Восточной зоны дислокаций. Этот уступ вначале простирается субпараллельно разлому Буве, а восточнее меридиана  $1^\circ 30'$  в.д. – субширотно и в районе  $2^\circ 20'$  в.д. уже пересекается с разломом Буве. Далее к востоку структуры Срединно-Атлантического хребта непосредственно примыкают к разлому Буве, что, согласно модели (см. рис. 2, а, б, в), возможно при конфигурации тройного сочленения типа хребет–разлом–разлом.

#### Американо-Антарктический хребет

Крупнейшей структурой Американо-Антарктического хребта, распространенной в районе,

является разлом Конрада, имеющий простирание  $87^\circ$  и смещающий два сегмента рифта на 200 км. Его активная часть сужается к востоку и осложняется несколькими медианными хребтами. Восточный пассивный отрезок (см. рис. 3), отклоняющийся от основного простирания к северу, разбивается на ряд сегментов. На днище восточного сегмента развиты мелкие хребтики, ансамбль которых в плане имеет вид дисгармоничной складчатости.

Осевая часть Американо-Антарктического хребта представлена коротким и глубоким сегментом рифта, сменяющим его Граничным прогибом, который в работе [13] отнесен к косому спрединговому центру, и Западным трогом. С этими

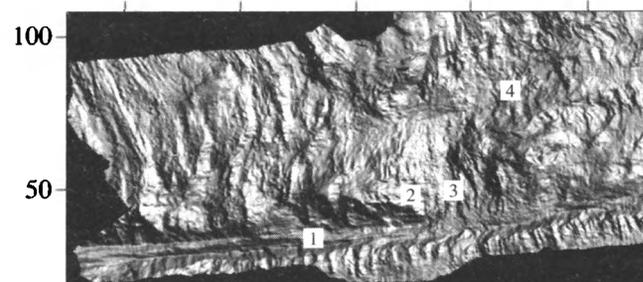


Рис. 5. Теневой рельеф дна в районе сочленения палеоструктур Срединно-Атлантического и Американо-Антарктического хребтов [13].

Цифрами обозначены: 1 – разлом Конрада, 2 – поднятие внутреннего угла, 3 – рифтовая долина, 4 – Граничный прогиб.

хребты Срединно-Атлантического хребта на границе с хребтом Шписс отклоняются к востоку. В пределах Антарктической плиты вдоль границы перекрытия структур Американско- и Африкано-Антарктических хребтов происходит изгибание мелких хребтиков. Здесь же присутствуют два блока реликтовых структур Срединно-Атлантического хребта, претерпевших последующую деформацию. Иногда в зоне сочленения происходит наложение одних структурных рисунков двух различных спрединговых хребтов на другие.

Некоторые фрагменты границ между плитами вблизи тройной точки также нетипичны. Граничный прогиб между Южно-Американской и Антарктической плитами расположен косо по отношению к рифту и сочетает в себе признаки рифта и сдвига. На границе Африканской и Антарктической плит существуют два перекрывающихся спрединговых центра, расположенных косо один по отношению к другому. Это Восточный трог – типичный рифт и хребет Шписс, несущий признаки спредингового центра и вулканического хребта.

Особенности взаимоотношений между собой перечисленных выше структур и с типовыми структурами океанского дна позволяет существенно детализировать и дополнить новыми элементами предложенную в работе [13] схему эволюции тройного сочленения Буве и обсудить условия, причины и природу сил, приведших к образованию этого сложного структурного ансамбля.

#### *Геологическая эволюция района тройного сочленения*

В работе [13] к наиболее раннему этапу эволюции тройного сочленения относится период в 22–23 млн. лет, когда разломы Буве и Конрада соединялись со Срединно-Атлантическим хребтом в единой точке (рис. 6а). Смещения вдоль этих разломов приблизительно одинаковы, что указывает на то, что в этот период скорости спрединга в Американско- и Африкано-Антарктических хребтах были близкими, а вся конфигурация стабильна. К обоим разломам с севера, согласно модели, должны были примыкать структуры Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 2, а). К разлому Конрада структуры этого хребта подходят западнее меридиана  $3^{\circ}10'$  з.д., а к разлому Буве на уровне меридиана  $1^{\circ}30'$  в.д. Исходя из этого и учитывая скорости спрединга в соответствующих хребтах, можно определить время распада данной конфигурации. Со стороны Американско-Антарктического хребта оно составляет 10,5 млн. лет назад, а со стороны Африкано-Антарктического – 11 млн. лет назад.

В отличие от модельных построений (см. рис. 2, а, б) в современной структуре дна отсутствует точка соединения разломов Конрада и Буве, пассивные участки которых отклоняются к северу. Ее место можно примерно вычислить, если

продолжить их по прямой линии. Они пересекутся в точке ( $55^{\circ}33'$  ю.ш. и  $0^{\circ}15'$  з.д.), попадающей как раз на продолжение оси Срединно-Атлантического хребта, около которой, вероятно, и находилась в то время точка тройного сочленения Буве.

Одной из причин распада длительно существовавшей устойчивой конфигурации могли быть глобальные перестройки в относительном перемещении плит и как следствие изменение скоростей спрединга. В пользу этого свидетельствуют косвенные указания на то, что в это время (10,5–11 млн. лет назад) остановилась Антарктическая плита, до этого двигавшаяся к северу. В частности, на это может указывать поворот к югу пассивных отрезков разломов Буве и Конрада, расположенных на стороне, противоположной от тройного сочленения [16].

По мнению М. Лиджи с соавторами [13], новое тройное сочленение имело конфигурацию хребет–хребет–хребет. Возникли два молодых коротких сегмента Американско- и Африкано-Антарктических хребтов и отмер крайний южный сегмент Срединно-Атлантического хребта. Черты этой конфигурации можно увидеть в строении океанского дна (см. рис. 2, е, ж) по непосредственному переходу структур Срединно-Атлантического хребта на западе в структуры Американско-Антарктического хребта, а на востоке – в структуры Африкано-Антарктического хребта и наличие среди структур более южных хребтов четырехугольного блока структур, сформировавшихся в пределах Срединно-Атлантического хребта. Похожий участок дна располагается в 35 км восточнее предполагаемого места предыдущего тройного сочленения. Это – поднятие, но без каких-либо директивных структур. Следует напомнить, что в этой области океанского дна имеет место сдвиг блока структур, сформировавшихся в Американско-Антарктическом хребте, на 35 км к востоку. В таком случае это поднятие прежде действительно могло находиться вблизи тройного сочленения. Учитывая его размеры, можно ожидать, что в начале этого этапа точка тройного сочленения располагалась вблизи точки с координатами  $55^{\circ}26'$  ю.ш. и  $0^{\circ}19'$  з.д. (см. рис. 6, б).

На восточном фланге не наблюдается перехода структур Срединно-Атлантического хребта в структуры Африкано-Антарктического хребта, поскольку там, где это должно происходить, первичные структуры сильно деформированы. Однако в пределах Южно-Американской плиты структуры Срединно-Атлантического хребта непосредственно переходят в структуры Американско-Антарктического хребта на уровне магнитной аномалии 4 (см. рис. 3), подтверждая правильность предположения о существовании конфигурации хребет–хребет–хребет, сменившей конфигурацию хребет–разлом–разлом. Восточнее магнитной аномалии 4 строение дна усложняется, а

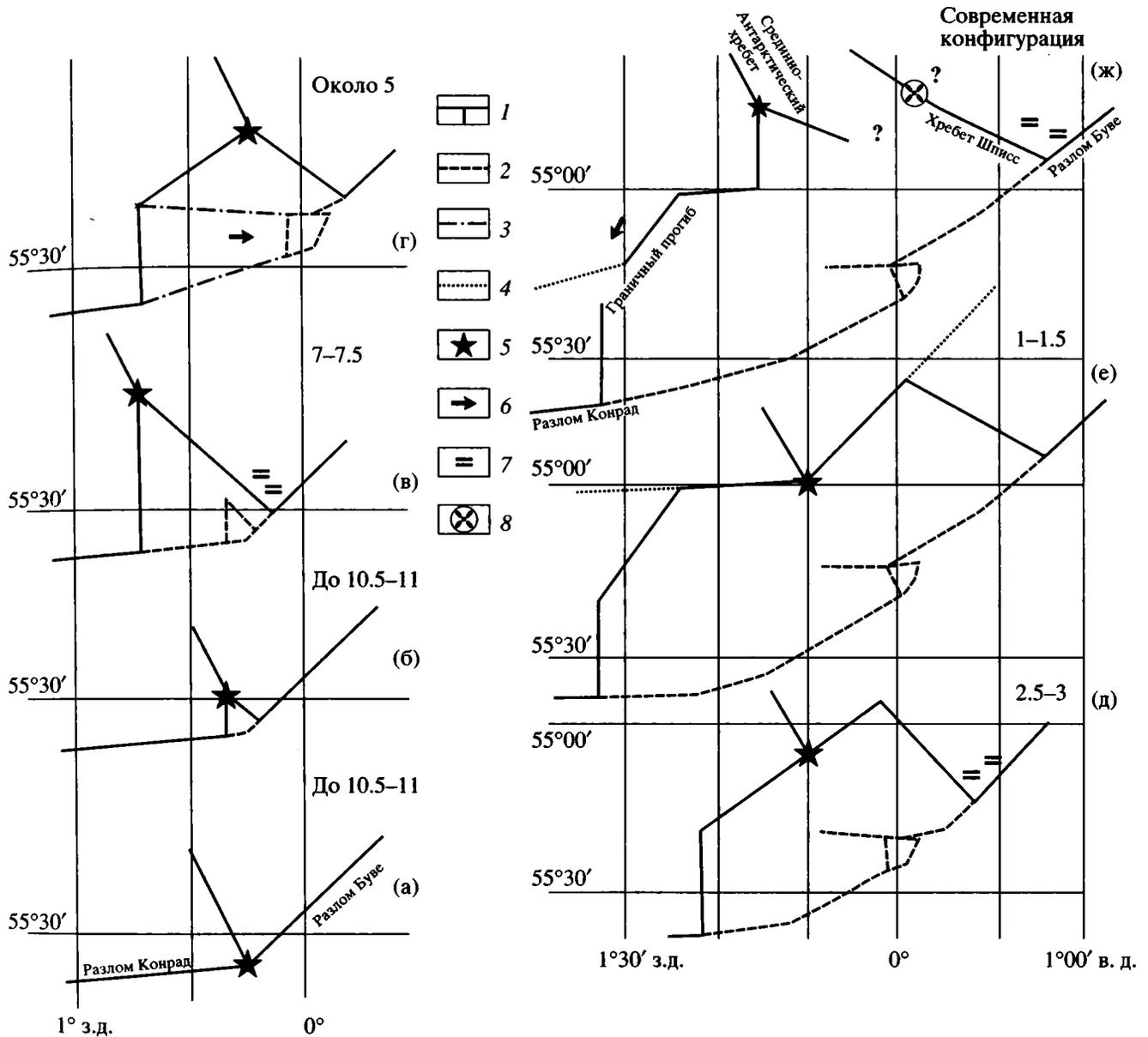


Рис. 6. Схема эволюции тройного сочленения Буве.

1 – дивергентные границы; 2 – они же прежние; 3 – сдвиги; 4 – пассивные отрезки разломов; 5 – положение тройной точки; 6 – направление сдвига; 7 – зона растяжения; 8 – кальдера вулкана Шписс. Цифры – время в млн. лет назад.

на уровне аномалии 3а располагается долина, изменяющая свое простирание от параллельного рифту к субпараллельному Граничному прогибу. Этот факт дает основание предположить, что около 7–7.5 млн. лет назад (время магнитной аномалии 4) конфигурация хребет–хребет–хребет перешла в более сложную конфигурацию, а именно, со стороны Америко-Антарктического хребта к тройной точке стала приключаться косая структура. Предполагая, что длина рифта в Америко-Антарктическом хребте достигла на предыдущем этапе длины современного рифта, можно примерно оценить местоположение точки

тройного сочленения Буве во время этой перестройки – 55°14' ю.ш. и 0°43' з.д. (см. рис. 6, в).

Согласно модели (см. рис. 2, з), подобная косая структура возникает, когда ось Срединно-Атлантического хребта мигрирует к востоку, а ось Америко-Антарктического хребта стабилизируется в пространстве. Вероятно, рифт Америко-Антарктического хребта мог быть локализован вблизи меридиана 0°43' з.д., поскольку здесь сейчас располагается глубокая субмеридиональная депрессия, соразмерная рифту. Симметрично этой депрессии в современной структуре дна на западном фланге Америко-Антарктического

хребта также находится похожая депрессия, считающаяся отмершим рифтом. К востоку от меридиана  $0^{\circ}43'$  з.д. начинается перехлест структур Американско- и Африкано-Антарктического хребтов. Очевидно, образование Граничного прогиба и сдвиг блока коры Американско-Антарктического хребта к востоку – одновременные процессы и связаны одной причиной (см. рис. 2, з). Действительно, кора, возникающая в стабилизированной осевой части Американско-Антарктического хребта, должна внедряться между уже существующими структурами Антарктической плиты. На северной и южной границах внедрившегося блока формируются структурные ансамбли из мелких изогнутых хребтиков, а южнее на борту долины пассивной части разлома Конрада образуется поперечный хребет. Структуры, находившиеся на фронте этого блока коры, сдвигались к востоку, частично деформируясь. В частности, образовалось поднятие на месте реликтовых структур Срединно-Атлантического хребта.

Граничный прогиб выступал в это время как граница трансформного типа, поскольку не наблюдается аккреционных структур, связанных с ним.

Что же могло быть причиной неподвижности осевой части Американско-Антарктического хребта на этом этапе? Исходя из модели, представленной на рис. 2, д, е, можно предположить, что в данном случае миграция оси Американско-Антарктического хребта к западу затруднялась напряжениями сжатия на южном краю Южно-Американской плиты. Как было показано выше, исходной причиной появления напряжений сжатия является меньшая скорость спрединга в Африкано-Антарктическом хребте, чем в Американско-Антарктическом. На южной границе Африканской плиты в таком случае могли формироваться когенетичные структуры растяжения, которые в действительности наблюдаются в виде грабенообразных депрессий на достаточно большом расстоянии от поднятия Шписс.

Продолжительность этого этапа можно оценить по длине смещенного к востоку блока коры и скорости спрединга в Американско-Антарктическом хребте (2 см/год). Она составляет 2–2.5 млн. лет. Получив это значение и учитывая, что Граничный прогиб имел простирание, близкое к простиранию разлома Буве (см. рис. 2з), можно рассчитать местоположение точки тройного сочленения в конце этого этапа. Приблизительно получается точка с координатами  $55^{\circ}00'$  ю.ш. и  $0^{\circ}10'$  з.д. (см. рис. 6г). Расстояние между этой точкой и точкой, от которой начался рост Граничного прогиба, практически равно современной длине прогиба.

В настоящее время Граничный прогиб находится западнее того места, где завершилось его формирование, но на близкой широте. Следовательно, дальнейшая эволюция тройного сочлене-

ния могла происходить при конфигурации хребет–разлом–разлом. Однако и сама точка тройного сочленения мигрировала в последующем к западу. В связи с этим предполагается, что вначале тройное сочленение существовало в виде более сложной конфигурации типа хребет–хребет–разлом (см. рис. бд).

Почему произошла очередная смена типа конфигурации? Если на предыдущем этапе структурообразующие факторы контролировались напряжениями сжатия в Южно-Американской плите, то, по-видимому, в конце него произошла их разрядка, поскольку при тех условиях, при которых возможно формирование Граничного прогиба, в районе трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта уже не возникает ситуации перекрытия Южно-Американской и Африканской плит (см. рис. 2з).

При новой конфигурации хребет–хребет–разлом в тройной точке сочленялись Граничный прогиб, Срединно-Атлантический хребет, а со стороны Африкано-Антарктического хребта подходил трансформный разлом, назовем его пост-Буве. Разлом пост-Буве, который в современной структуре дна должен располагаться между Восточным трогом и осевой частью хребта Шписс, не выражен в рельефе дна формами, характерными для трансформных разломов, поскольку он находится там, где сейчас развито вулканическое поднятие Шписс. Пространственно он совпадает с северной зоной поперечных нарушений этого поднятия. Очевидно, что разлом как проникаемая зона являлся ареной интенсивного вулканизма. В ходе этого этапа тройное сочленение Буве и ось Американско-Антарктического хребта вместе с Граничным прогибом мигрировали к западу. Судя по магнитному полю (см. рис. 4), начиная со времени аномалии 2а (около 2.5–3 млн. лет назад), Граничный прогиб проявляет себя уже как структура аккреционного типа. С этого момента тройное сочленение имеет конфигурацию хребет–разлом–разлом. Определить длительность предыдущего этапа и местоположение точки тройного сочленения Буве в его конце можно, расположив осевой рифт Американско-Антарктического хребта на месте магнитной аномалии 2а в пределах Антарктической плиты. Длительность этапа составит около 2.5 млн. лет, а тройное сочленение Буве располагалось вблизи точки с координатами  $54^{\circ}58'$  ю.ш. и  $0^{\circ}30'$  з.д.

По-видимому, причиной перехода конфигурации хребет–хребет–разлом в конфигурацию хребет–разлом–разлом превращение Граничного прогиба из трансформной структуры в аккреционную. В это же время начало формироваться тектоно-вулканическое поднятие Шписс, что свидетельствует об интенсификации магматической активности в этот момент.

Трансформный разлом, причленяющийся к тройному сочленению со стороны Американто-Антарктического хребта, назовем его пост-Конрад, выражен субширотным понижением дна между Граничным прогибом и Западным трогом (см. рис. 3). К северу от него располагаются структуры Срединно-Атлантического хребта, к югу – структуры Американто-Антарктического хребта. У разлома пост-Конрад нет пассивной части, что противоречит модельным построениям. Однако южнее наблюдается депрессия (см. рис. 3), также разделяющая структуры Срединно-Атлантического и Американто-Антарктического хребтов и примыкающая с запада к южному окончанию Граничного прогиба. Скорее всего, эта депрессия и является пассивным отрезком разлома пост-Конрад, но сдвинутым к югу вдоль Граничного прогиба. Весь сложный ансамбль структур, находящихся к западу от оси Американто-Антарктического хребта, объясняется этим сдвигом. Это и обширное поднятие внутреннего угла, возникшее перед фронтом сдвигающегося блока, и разворот к западу крайних южных отрезков рифтовых гор Срединно-Атлантического хребта, и образование цепочки тектоно-вулканических поднятий на линии этого разворота.

В ходе этого этапа Граничный прогиб стал структурой косоугольного спрединга. Его простираемость в силу этого стало постепенно изменяться от субпараллельного разлому Буве к субпараллельному оси Американто-Антарктического хребта, что отражается и на его внутренней структуре.

Распад данной конфигурации был предопределен увеличивающейся магматической активностью растущего поднятия Шписс и нарастанием напряжений сжатия в Южно-Американской плите. Взаиморасположение трех спрединговых хребтов в момент, предшествовавший этому, показано на рис. 6е. Возникла сложная конфигурация (см. рис. 6ж) с тройной точкой, располагавшейся несколько южнее современной, при этом произошло отмирание части южного окончания Срединно-Атлантического хребта.

Рост мощного вулкана Шписс в месте пересечения разлома пост-Буве и оси спрединга Африканто-Антарктического хребта спровоцировал проградацию хребта Шписс на северо-запад, признаки которой детально рассмотрены в работе [13]. Начало проградации определено в 1 млн. лет назад. Очевидно, в это время произошла и смена типа конфигурации тройного сочленения. В результате роста хребта Шписс к северу разлом пост-Буве отмирает, при этом возникают два новых центра спрединга: Западный и Восточный трогом, сочленяющиеся непосредственно с рифтовой долиной Срединно-Атлантического хребта. Между Западным и Восточным трогом на месте блока структур, сформировавшихся в Срединно-Атлантическом хребте, образовалось поднятие.

По-видимому, это результат сил сжатия, возникших на участке между двумя близко расположенными центрами спрединга.

На этом этапе произошел сдвиг блока коры, располагавшегося на западном фланге гребня Срединно-Атлантического хребта, к югу вдоль Граничного прогиба. Причиной сдвига, очевидно, стали напряжения сжатия, накопившиеся в ходе предыдущего этапа, природа которых уже неоднократно обсуждалась выше (см. рис. 2б). На границе Африканской плиты в результате возникающих в ней сил растяжения произошло образование грабенов вблизи поднятия Шписс.

В настоящий момент положение и конфигурацию тройного сочленения однозначно определить трудно, поскольку со стороны Африканто-Антарктического хребта в этой области существуют два спрединговых центра: Восточный трог и хребет Шписс, располагающиеся субпараллельно. Скорее всего, оно локализовано в точке, где Срединно-Атлантический хребет сочленяется с Западным и Восточным трогом и имеет конфигурацию хребет-хребет-хребет. Однако, очевидно, что в силу активности хребта Шписс эта конфигурация нестабильна. В работах [12, 13] считается, что хребет Шписс будет проградировать дальше до пересечения с осью Срединно-Атлантического хребта. Действительно, небольшие неотчетливые хребтики и пороги, субпараллельные хребту Шписс, уже развиты на пространстве между ним и осью Срединно-Атлантического хребта.

Таким образом, геологическое развитие тройного сочленения Буве за последние 10,5–11 млн. лет отличается крайней нестабильностью, частой сменой конфигурации тройного сочленения, появлением необычных конфигураций.

#### *Структурообразующие факторы в районе тройного сочленения*

Основным структурообразующим процессом в данном районе является спрединг океанического дна, о чем свидетельствует широкое развитие в регионе структур, субпараллельных осевым частям спрединговых хребтов. Однако последовательность и регулярность спрединга часто нарушается вблизи тройного сочленения, что и отражено в образовании аномальных структур и нетипичных структурных рисунков океанического дна. Предложенная модель геологического развития тройного сочленения Буве, в которой аномальные эффекты рассматриваются в контексте единого эволюционного процесса, позволяет выделить две основные причины или силы, влияющие на нормальное течение спрединга. Это, во-первых, силы, обусловленные глобальными геологическими процессами, действующими в масштабе таких мегаструктур, как литосферные плиты либо срединно-океанические хребты, и,

во-вторых, интенсивные термально-магматические явления, характерные для этого района.

10.5–11 млн. лет назад – один из важных рубежей в геологической эволюции тройного сочленения Буве. В это время распалась длительно существовавшая стабильная конфигурация, и последующее развитие происходило при нестабильных условиях. Одной из основных причин нестабильности тройного сочленения, как показано выше, является значимая разность скоростей спрединга в Африкано- и Американо-Антарктических хребтах, в результате чего в зоне трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта Южно-Американская и Африканская плиты взаимодействуют одна с другой. Накапливающиеся напряжения сжатия в Южно-Американской плите и напряжения растяжения в Африканской плите разряжаются в виде перестройки тройного сочленения и образовании соответствующих структур дна за пределами осевых частей хребтов. Это отразилось и на морфологии долин крупных трансформных разломов. У разлома Конрада она узкая и с медианными хребтами, у разлома Буве – очень широкая. Приводя к неравномерности миграции осей спрединга в Американо- и Африкано-Антарктических хребтах эти же силы совместно с плюмовой активностью вызывают условия сжатия в Антарктической плите вблизи тройного сочленения. Вероятно, с этим связан и поворот пассивных отрезков разломов Буве и Конрада в этом районе к северу.

Значимая разность в скоростях спрединга в Американо- и Африкано-Антарктических хребтах могла быть вызвана глобальными изменениями во взаимной кинематике литосферных плит на рубеже 10.5–11 млн. лет назад, о чем было сказано выше. Ю.М. Пуцаровский [6] относит Африкано- и Американо-Антарктические хребты к активным неотектоническим формам, становление которых происходит при их общем продольном растяжении. При этом они разрушают южную часть структуры Срединно-Атлантического хребта, что подтверждается геологическим развитием района тройного сочленения. Скорее всего, и изменения в кинематике плит, и самостоятельная геодинамическая активность спрединговых хребтов – два тесно взаимосвязанных геологических процесса.

В изучаемом районе имеются две крупные вулканические системы: Шписс и Буве. Их вещественное опробование показало, что они сложены вулканитами, производными от обогащенных толеитовых расплавов [7, 10, 11]. Это в совокупности с аномально высоким рельефом позволяет утверждать, что вулканические поднятия Шписс и Буве сформировались в результате подъема плюмов глубинного мантийного вещества. Поднятие Шписс располагается в осевой зоне спрединга Африкано-Антарктического хребта вбли-

зи тройного сочленения. Интенсификация вулканической активности, связанная с образованием поднятия Шписс, дважды приводила к коренной перестройке конфигурации тройного сочленения (2.5–3 и 1 млн. лет назад). Проградация хребта Шписс, обусловленная ростом мощного вулкана, делает нестабильной и современную конфигурацию точки тройного сочленения Буве, вызывает деформацию структур Срединно-Атлантического хребта. Корни этой вулканической системы оказывают тормозящее воздействие на миграцию осевой части Африкано-Антарктического хребта, что создает обстановку сжатия в пространстве между осевыми зонами Африкано- и Американо-Антарктических хребтов. В результате развития поднятия Шписс осевая часть Африкано-Антарктического хребта имеет морфологию, не характерную для хребтов с малой скоростью спрединга. В осевой части хребта отсутствует рифтовая долина, но сформировался вулканический хребет с мощным вулканом, с широким проявлением ареального вулканизма. Центры лавовых излияний концентрировались в зонах повышенной проницаемости: осевая зона спрединга и трансформные разломы, которые заливались лавами. Но плюмовая активность не только контролирует механизм спрединга, но и сама является мощным структурообразующим фактором. Так, несмотря на то, что поднятия Шписс и Буве отстоят достаточно далеко одно от другого (порядка 200 км) и разделены крупным разломом, между ними располагается ряд вулканических хребтов и поднятий, вытягивающихся по направлению от одной вулканической системы к другой, сложенные аналогичными по составу вулканитами. Таким образом, по-видимому, существуют подлитосферные потоки плюмового вещества между двумя восходящими столбами, которые приводят к внутриплитному вулканизму.

Помимо вулканических систем Буве и Шписс, в данном районе имеются признаки внутриплитных вулканических проявлений более мелкого масштаба, связанных с областями внутриплитных деформаций, протекающих как в условиях сжатия, так и растяжения. При этом несколько изометричных тектоно-вулканических поднятий образуют прерывистую полосу длиной около 300 км, пересекающую Срединно-Атлантического хребет вблизи его крайней южной точки и сформировавшуюся в последний миллион лет. Судя по данным спутниковой альтиметрии [16], вулканические проявления, локализованные в пределах этой полосы, также связаны с плюмами глубинной мантии.

#### *О нелинейности геологических процессов в районе тройного сочленения*

По мнению автора этой статьи, проведенные исследования убедительно свидетельствуют о не-

линейном характере геологических процессов, протекавших в последние 10–11 млн. лет в районе тройного сочленения Буве. По П. Гленсдорфу и И. Пригожину [1], при нарушении равновесия в системе протекают нелинейные процессы, которые приводят к образованию пространственных и временных диссипативных структур. Развивая эти взгляды, Ю.М. Пушаровский [5] считает, что нелинейные геологические процессы – это радикальные отклонения от последовательного, поступательного развития, вызывающие неупорядоченность и нерегулярность этих процессов. Действительно, тройное сочленение Буве 10–11 млн. лет назад утратило свою стабильность. Это произошло под воздействием мощных сил, происхождение которых непосредственно не связано с этим районом. В результате сложилось такое соотношение скоростей спрединга в трех сочленяющихся хребтах, что Африканская и Южно-Американская плиты, взаимодействуя между собой, нарушают последовательное и равномерное протекание спрединга. Это приводит к частым перестройкам конфигурации тройного сочленения, к структурообразованию и деформациям за пределами осевых частей спрединговых хребтов. Это соотношение скоростей спрединга продолжается уже относительно длительное время, указывая на то, что имеет место и некая временная диссипативная структура, поддерживающая режим нестабильности. 2–2.5 млн. лет назад геологическое развитие района тройного сочленения осложнилось еще больше, что связано с началом действия мощных плюмов глубинной мантии. Нелинейная необычайно высокая интенсификация вулканической активности района не только контролирует процессы спрединга, но и приводит к самостоятельному структурообразованию. В свою очередь, последнее расширяет действие магматических процессов, создавая новые зоны проницаемости.

### Заключение

Район тройного сочленения Буве характеризуется чрезвычайно сложным строением океанского дна и сложным ходом его геологической истории.

Дивергентные границы между плитами в районе тройного сочленения Буве не всегда представлены рифтовыми долинами. На отдельных участках они заменяются косыми структурами, сочетающимися в себе признаками рифта, трансформного разлома и сдвига, а также вулканическими хребтами. Трансформные границы между плитами нередко маскируются интенсивной вулканической деятельностью.

На краях литосферных плит преимущественно на участках сочленения структур двух разных спрединговых хребтов формируются структуры и структурные ансамбли, не типичные для участков океанского дна, возникающих в спрединго-

вых центрах, а также происходит деформация структур первоначально спрединговой природы. В Южно-Американской и Антарктической плитах это структуры, образовавшиеся в условиях сжатия (поднятия и сдвиговые ансамбли), в Африканской плите – в условиях растяжения (грабенообразные депрессии).

Район тройного сочленения Буве является участком океанического дна с чрезвычайной концентрацией вулканической активности. Это рифтовый вулканизм трех близких спрединговых хребтов и внутриплитный вулканизм, являющийся следствием нескольких плюмов глубинной мантии.

История геологического развития района тройного сочленения Буве за последние 10–11 млн. лет, главной направленностью которой является рост молодых крайних северных сегментов Африкано- и Американско-Антарктических хребтов за счет отступления к северу и частичного отмирания блоков южного окончания Срединно-Атлантического хребта, отличается крайней нестабильностью, быстрой сменой типов конфигурации тройного сочленения. В этот период можно выделить 5 основных этапов геологической эволюции района: 10.5–11 – 7–7.5 млн. лет назад, до 5 млн. лет назад, до 2.5–3 млн. лет назад, до 1 млн. лет назад, современный этап.

Процессы структурообразования и геологическая эволюция данного региона происходили при нелинейных нестационарных условиях, вызванных воздействием на спрединг внешних наложенных сил, имеющих самостоятельную природу (общее продольное растяжение спрединговых хребтов Южной Атлантики, глобальные перестройки в движении плит), и интенсивной термально-магматической активностью. В районе трансформных границ при существующем соотношении скоростей спрединга происходит взаимодействие Африканской и Южно-Американской плит, приводящее к условиям сжатия на краю Южно-Американской плиты и условиям растяжения на краю Африканской плиты.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 97-05-64737.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гленсдорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структуры, устойчивости и флуктуации. М.: Мир, 1973. 243 с.
2. Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Мазарович А.О., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н., Симонов В.А., Аверьянов С.Б., Бортолуци Д., Булычев А.А., Гасперини Л., Гилод Д.А., Гладун В.А., Евграфов Л.М., Ефимов В.Н., Колобов В.Ю., Лиджи М., Лодоло Э., Перцев А.Н., Соколов С.Ю., Шутто Ф. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // ДАН РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 645–648.

3. Пейве А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М., Симонов В.А., Турко Н.Н., Разницин Ю.Н. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 40–57.
4. Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г., Суцеская Н.М., Лиджи М., Фабретти П., Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Гилод Д.А. Тройное сочленение Буве, особенности строения и эволюции // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 91–109. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
5. Пуцаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С. 3–14.
6. Пуцаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 41–52.
7. Симонов В.А., Колобов В.Ю., Ковязин С.В. Петрохимические особенности базальтовых магм в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геология и геофизика. 1996. № 2. С. 86–96.
8. Apotria T.G., Gray N.H. The evolution of the Bouvet triple junction: implications of its absolute motion // Tectonophysics. 1988. Vol. 148. № 3/4. P. 177–193.
9. Carrara G., Bortoluzzi G., Zitellini N., Bonatti E., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Gasperini L., Ligi M., Penitenti D., Scuito F., Mazarovich A., Peyve A., Turko N., Skolotnev S., Gilod D. The Bouvet triple junction region (southern Atlantic): a report on two geological expeditions // Giornale di Geologia. 1997. Vol. 591. № 2. P. 19–33.
10. Kurz M.D., le Roex A.P., Dick H.J.B. Isotope geochemistry of the oceanic mantle near the Bouvet triple junction // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. Vol. 62. № 5. P. 841–852.
11. Le Roex A.P., Dick H.J., Erlank A.J., Reid A.M., Frey F.A., Hart S.R. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees East // Journal of Petrology. 1983. Vol. 24. P. 3. P. 267–318.
12. Ligi M., Nonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Penitenti D., Gilod D., Peyve A., Skolotnev S., Turko N. Death and transfiguration of a triple junction in the South Atlantic // Science. 1997. Vol. 276. P. 243–245.
13. Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Zitellini N., Gilod D., Peyve A., Skolotnev S., Turko N. Bouvet triple junction in the South Atlantic: geology and evolution // Journal of Geophysical Researcher. 1999. Vol. 104. № B12. P. 29365–29386.
14. Mitchell N.C., Livermore R.A. Spiess ridge: an axial high on the slow spreading Southwest Indian ridge // Journal of Geophysical Researcher. 1998. Vol. 103. № B7. P. 15457–15471.
15. Mitchell N.C., Livermore R.A. The present configuration of the Bouvet triple junction // Geology. 1998. Vol. 26. № 3. P. 267–270.
16. Sandwell D.N., Smith W.H.V. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry // Journal of Geophysical Researcher. 1997. Vol. 102. P. 10039–10054.
17. Sclater J.G., Bowin C., Hey R., Joskins H., Peirce J., Phillips J., Tapsott C. The Bouvet triple junction // Journal of Geophysical Researcher. 1976. Vol. 81. № 11. P. 1857–1869.

Рецензенты: А.С. Перфильев,  
Н.В. Короновский

## Structural Evolution of the Bouvet Triple Junction (South Atlantic)

S. G. Skolotnev

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskiy per. 7, Moscow 109017, Russia*

**Abstract**—A detailed analysis of the strike azimuths of various structures and seafloor structural patterns in the Bouvet triple junction area (South Atlantic) derived from bathymetric imaging by a Simrad multibeam sonar as compared with the theoretical structural patterns compiled for a case of symmetrical spreading in three mid-oceanic ridges, the Mid-Atlantic, Southwest Indian, and the North Weddell, is given. Widespread occurrence of untypical seafloor structures of various size, localized at lithospheric plate boundaries and on their margins, was established. Among them are compressional structures (uplifts, shear assemblages) on the margins of the South American and Antarctic plates and extensional structures (grabens) on the African plate margin. The development of the untypical structures and the deformation of the pre-existing ones was accompanied by intraplate volcanic activity. Seafloor structure is complicated by intense volcanic processes induced by mantle plumes. The geologic evolution of the triple junction area over the last 10.5–11 Ma was studied in more detail. As a result, the previously suggested sequence of events was revised, and new details were introduced into the geologic history. The geologic evolution was complex, with frequent changes in triple junction configuration, and its general trends were guided by the growth of the North Weddell and Southwest Indian ridges along with a retreat and extinction of the Mid-Atlantic Ridge. The seafloor structure modifiers in this region were caused by the effect of independent factors (plume magmatism, global restructuring of plate motions) upon spreading. The external factors induced and supported the unstable development of the triple junction over the last 10.5–11 Ma and provided for the nonlinear geologic evolution of the triple junction area and seafloor structure formation processes in this area.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА ПОДВОДНОЙ ГОРЫ ЭРАТОСФЕН (ВОСТОЧНОЕ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ)

© 2000 г. С. М. Зверев, Д. А. Ильинский

*Институт физики Земли РАН*

Поступила в редакцию 21.04.98 г.

Новые результаты исследований глубинного строения горы Эратосфен методом преломленных волн рассматриваются совместно с материалами предшествующих геолого-геофизических исследований. Для горы характерны породы со скоростями сейсмических волн более 6.0–6.5 км/с вероятно кристаллического состава. Для ее южной половины в верхних 10–12 км разреза установлено чередование прослоев с повышенными и пониженными скоростями и наличие слоев с высокой намагниченностью. В северной части горы скорости относительно понижены, а слои высокой намагниченностью отсутствуют. Есть основания полагать гору Эратосфен древним вулканическим сооружением, северная часть которого опустилась и деформировалась в связи с процессами погружения и субдукции на фронте близрасположенной Кипрской дуги.

### ВВЕДЕНИЕ

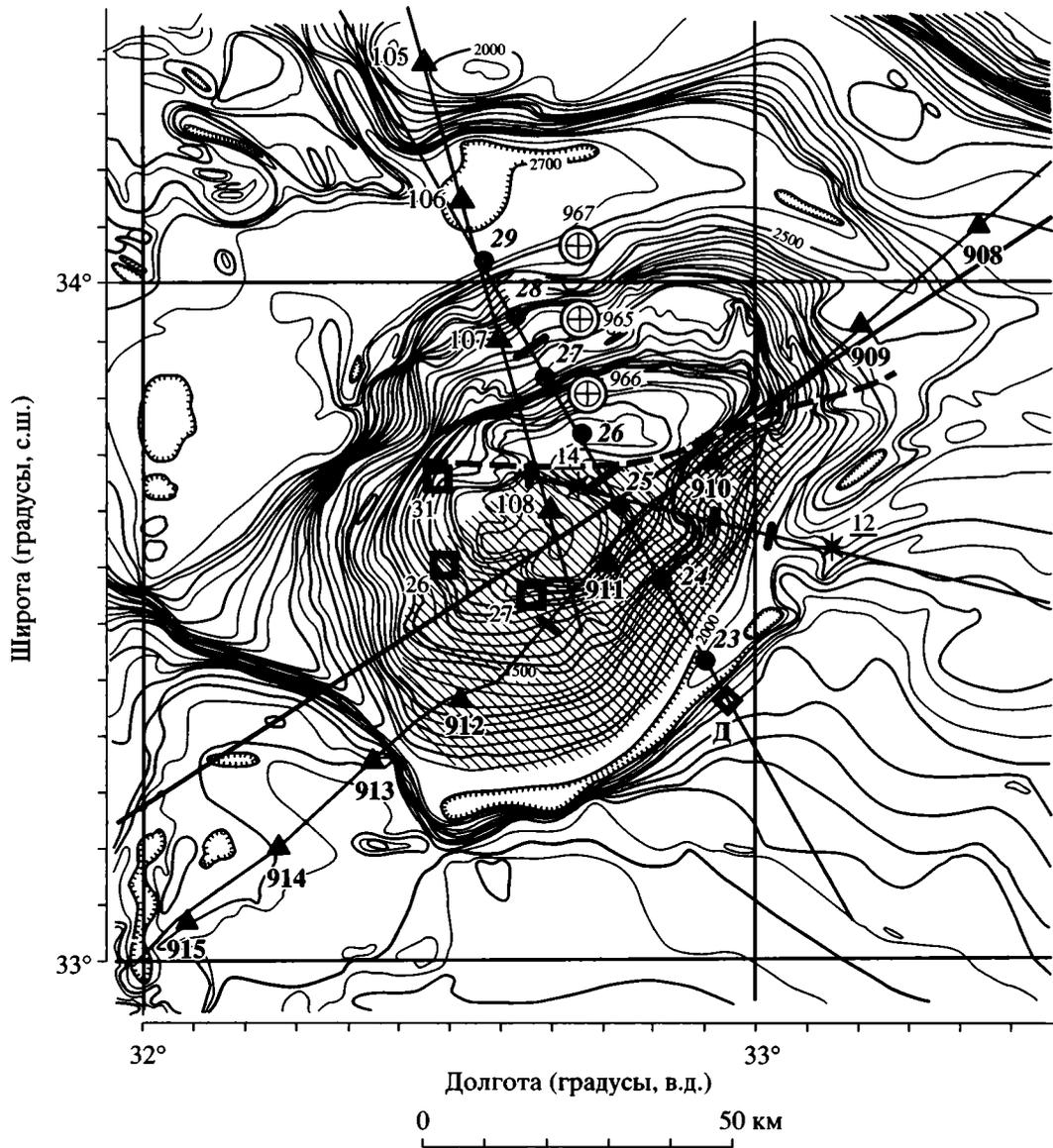
Восточное Средиземноморье – сложный узел геологических структур, расположенный в области сочленения Африканской и Евразийских плит. Финикийская и Левантийская котловины Средиземного моря заполнены мощной толщей осадков (более 10–12 км) [6–8, 23, 24]. Они сходны с прогибами таких внутренних морей, как Черное и Каспийское. Южная часть моря Леванта продолжает Африканскую платформу. Южнее и западнее острова Кипр расположена Кипрская дуга, представляющая собой фронт схождения Африканской и Евроазиатской плит. Вблизи южного внешнего края Кипрской дуги находится подводная возвышенность Эратосфен. Она окружена предгорными прогибами и по морфологии отличается от прилегающей части Финикийского моря и от других подводных гор и островов.

Вопросы взаимоотношения и природы земной коры крупных структур Восточного Средиземноморья вызывают дискуссию среди геологов (континентальная или океаническая кора?) [7, 19, 23]. Это в значительной мере связано с тем, что восточная часть Средиземного моря позже других была изучена геофизическими методами и фактических данных было недостаточно. Только в последние годы начинают публиковаться результаты исследований, выполненных 5–10 лет тому назад [13, 17]. Можно предполагать, что представления о тектонике Восточного Средиземноморья в ближайшие годы существенно расширятся и разрыв между хорошо изученной окружающей сушей и малоизвестной акваторией будет заполнен. Предпосылки к этому уже намечаются [11, 12, 18, 19, 21].

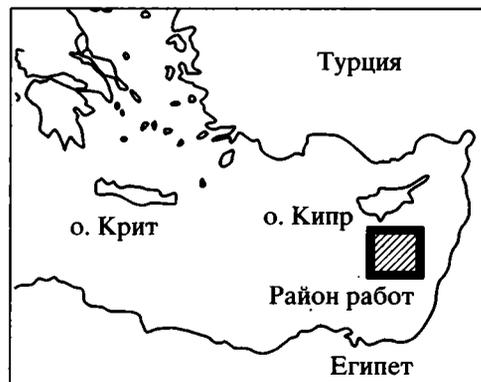
Гора Эратосфен представляет собой одну из ключевых структур региона. Она давно привлекает внимание исследователей. Имеется много публикаций, представляющих отдельные стадии сбора и обобщения разнообразных экспериментальных данных [10–12, 31, 33]. После работ Я. Макриси с коллегами получило распространение мнение, что гора Эратосфен имеет кору континентального типа [23].

Существенный вклад в изучение Средиземного моря сделан учеными России. Статьи и книги Я.П. Маловицкого с коллегами освещали исследование 60–70 годов [6–8]. Недавно появилась новая тектоническая карта Средиземного моря [2]. В 1987–91 годах в рамках проекта ТЕТИС были выполнены разнообразные геолого-геофизические исследования на острове Кипр и прилегающих акваториях [3, 15].

В статье рассматриваются данные о глубинном строении горы Эратосфен. Основу представляют оригинальные результаты исследований методом преломленных волн (МПВ), выполненных в 1989–90 годах ИФЗ РАН на сети профилей в районе острова Кипр, в том числе на профиле, пересекающем гору Эратосфен [3]. Детальные наблюдения МПВ с донными сейсмическими станциями (ДС) и мощными пневмоисточниками (ПИ) позволили получить принципиально новую информацию о глубинном строении подводной горы. Новые результаты рассматриваются совместно с фактическими данными предшествующих исследований. Некоторые вопросы методики и интерпретации сейсмического волнового поля опубликованы ранее [4].



- ▲ 1
- ▲ 2
- 3
- ◆ 4
- \* 5
- ⊕ 6
- 7
- - - 8
- ⊕ 9
- ▨ 10



**Рис. 1.** Схема распространения слоя с повышенной скоростью в верхах разреза земной коры на подводной горе Эратосфен.

Рельеф подводной горы дан по карте Дж. Холла [16]. Указано положение линий и точек геолого-геофизических исследований. 1–2 – профили исследований методом преломленных волн (МПВ) ИФЗ АН СССР в 1987–90 гг. и места донных сейсмических станций (ДС): 1 – профиль 9–3, 1990 г., 2 – профиль 1–2, 1987 г. [3]; 3 – линии наблюдений МОВ ОГТ, выполненная НИС “Академик Николай Страхов” в 1987 г. [20]; 4 – профиль ГСЗ Я. Макриса и др., 1978 г. [23]; точки ДС (квадраты) и взрывов (кружки с номерами); 5 – профиль МПВ Э. Бен-Аврахама и др., 1989 г. и расположение ДС [11]; 6 – границы существования высокоскоростного слоя в верхах разреза коры (на профилях 1, 2, 4, 5); 7 – места драгирования [28]; 8 – глубинный разлом, разделяющий южную и северную части горы Эратосфен; 9 – точки глубоководного бурения [13]; 10 – контур области повышенных скоростей. На карте-врезке квадратом указано положение схемы.

## ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ДНА МОРЯ В РАЙОНЕ ГОРЫ ЭРАТОСФЕН

Для Восточного Средиземноморья кроме общих карт батиметрии имеются подробные карты, составленные Дж. Холлом [16]. В статье [17] приведены результаты промеров рельефа с многолучевым эхолотом по многим профилям, выполненные в 5 и 10 рейсах НИС “Академик Страхов”. В работе [22] приведены данные специальных подробных съемок горы Эратосфен. В обеих статьях кроме карт с обычным изображением рельефа приведены трехмерные представления рельефа (фишнет), в том числе и района подводной горы. Исчерпывающий анализ рельефа дан в статье [22]. Мы обратим внимание только на те особенности рельефа, которые важны для их сопоставления с геофизическими данными.

Гора Эратосфен в плане имеет овальные очертания с поперечником в основании около 70 км. Она имеет плоскую вершину, крутые склоны в верхней и пологие в нижней части (рис. 1). Глубины моря на плоской вершине составляют 800–1100 м, у подножия горы при сравнительно равном рельефе дна на юго-западе составляют 1.5 км, на востоке и северо-востоке около 2 км, а на севере и северо-западе более 2.5 км. Последний сектор связан с депрессией и зоной деформаций морского дна, разделяющей Кипрскую дугу от горы Эратосфен. Характерной особенностью является наличие локальной депрессии в поверхности дна у подножия горы с глубинами, превышающими глубину прилегающих участков дна. Местами эта депрессия представляет собой элементы кольцевого рва, ограничивающего структуру горы. Переуглубленность депрессии говорит о продолжающемся процессе прогибания. Овальная в плане форма горы образована протяженными линейными и изогнутыми элементами рельефа, свидетельствующими о наличии разломов. Они наиболее заметны на западном, северном и юго-восточном склонах горы. Плоская вершина пересечена субширотным разломом, хорошо выраженным в рельефе. Много свидетельств разломной тектоники на плоской вершине Эратосфена отмечено в работе [22]. Обратим внимание на то, что характер рельефа на северной и южной половинах горы существенно различаются (рис. 1). Южная по-

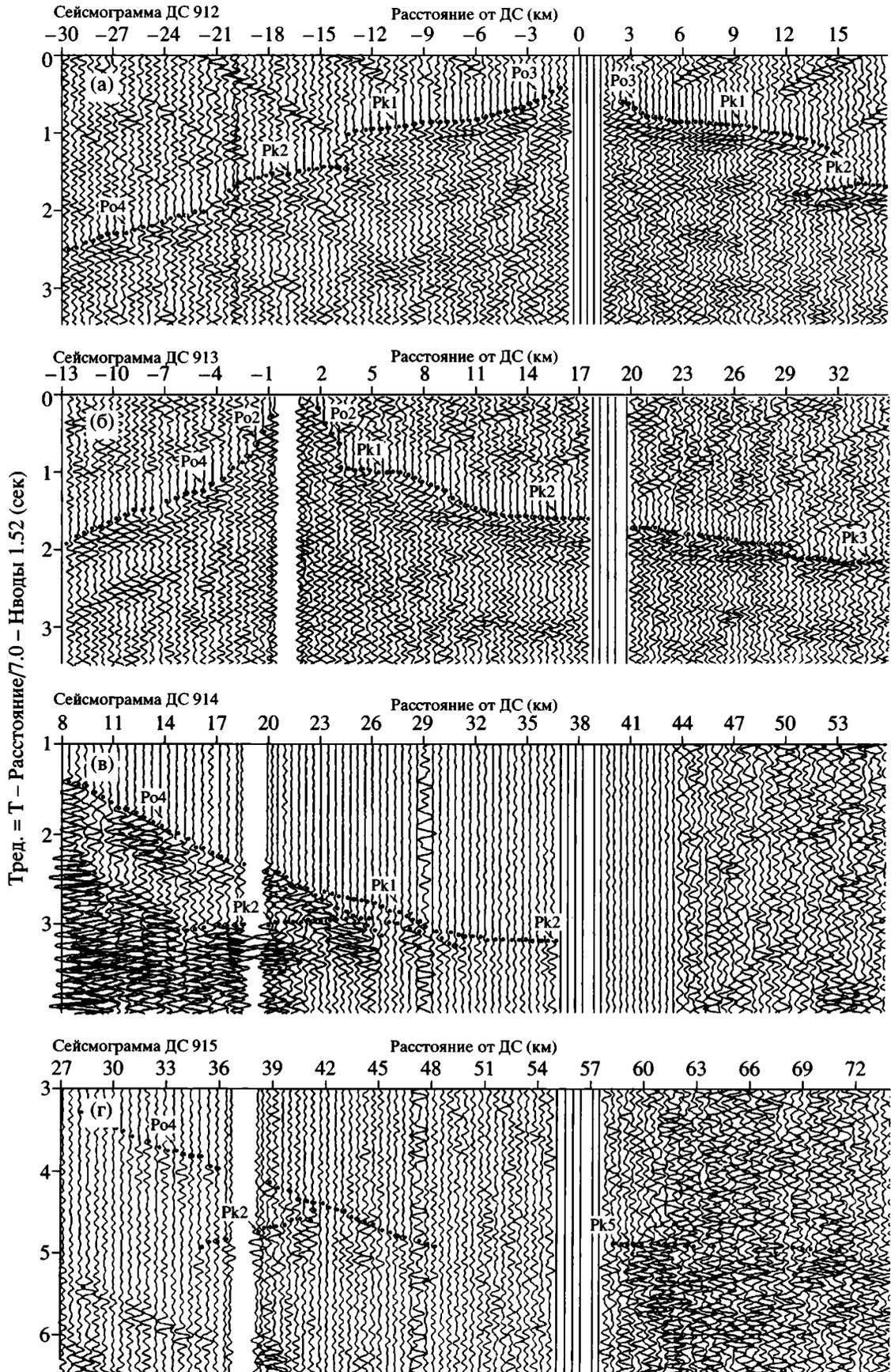
ловина имеет более гладкие склоны, северная – сильно изрезанные и деформированные. Основание горы на севере находится на 1000 м глубже, чем на юге. Это означает, что происходит значительное погружение северной половины горы.

## ГЛУБИННЫЙ РАЗРЕЗ ПО ДАННЫМ МПВ

Профиль МПВ начинается юго-западнее горы Эратосфен на участке, где глубины моря меняются в пределах 1550–1600 м, сложные очертания изобат говорят о возможных неоднородностях структуры. Здесь располагались донные станции (ДС) 915, 914 и 913 (рис. 1). Далее профиль пересекает предгорный прогиб, южный склон горы и выходит на южный край плоской вершины. ДС 912 была на склоне, ДС 911 на вершине. Не доходя до северного края плоской вершины, профиль уходил на северо-восточный склон горы (ДС 910) и к подножию горы (ДС 909). Далее профиль пересекал депрессию и проходил через фронт Кипрской дуги.

Исследования МПВ на профиле, пересекающем гору Эратосфен (ПР 9–3 по общей нумерации профилей ИФЗ), были выполнены с помощью ДС, установленных с интервалом 18–30 км, при возбуждении волн мощными пневмоисточниками (ПИ). Была получена система встречных и нагоняющих годографов при 6 ДС и частой прострелкой ПИ, с высокой точностью определений координат, глубин, времен пробега волн. Записи были оцифрованы, визуализированы с оптимальными параметрами, обработаны и проинтерпретированы современными способами. Особое внимание обращалось на горизонтальную изменчивость параметров сейсмических волн. Высокое качество материалов обеспечило получение надежных результатов [4].

Глубинное строение горы Эратосфен существенно отличается от прилегающих участков. На рис. 2 показаны записи ДС 915, 914, 913 и 912, иллюстрирующие смену структуры при переходе от сравнительно ровного дна к юго-западному склону горы. На участке ДС 915–913 разрез характеризуется постепенным нарастанием скорости с глубиной, и в верхних 10 км представлен толщей со скоростями менее 4.6 км/с. При переходе к го-



**Рис. 2.** Сейсмограммы, иллюстрирующие сейсмическое волновое поле при переходе от равнины моря Леванта к юго-западному склону горы Эратосфен. Положение ДС см. рис. 1. Записи даны в шкале времени, редуцированной со скоростью 7 км/с и приведены к дну моря. Сейсмограммы разных ДС размещены в соответствии с положением на профиле. В первых вступлениях видна смена волн Р<sub>04</sub> (скорость 4.2 км/с) на Р<sub>к1</sub> (5.8 км/с) при переходе от равнины к склону. Хорошо видны непрерывные переходы записей одной волны в другую на равнине (ДС 914, 913 влево) и переходы со скачком времени на склоне горы (ДС 912), свидетельствующие о наличии слоев пониженной скорости. На записях всех ДС смена поля происходит на пикете (расстоянии от ДС 915) 45 км где находится глубинный разлом, выходящий на дно моря в прогибе дна у подножия горы.

ре (ДС 912) появляются волны с более высокими скоростями (6.0, затем 6.5 и до 7.0 км/с). Появляются разрывы годографов волн, что свидетельствует о чередовании слоев повышенной и пониженной скорости в разрезе. Смена типа разреза происходит весьма резко и она приурочена к оси предгорной депрессии, где, по-видимому, находится глубинный разлом. Отдельные слои повышенной скорости приурочены к определенным участкам профиля, что говорит о латеральной изменчивости разреза.

Глубинный разрез был построен классическими способами КМПВ-ГСЗ по системам годографов. Далее он уточнялся методом математического моделирования. Сейсмический разрез в виде распределения скоростей с глубиной представлен на рис. 3, а в схематизированном виде вместе с другими данными – на рис. 4.

Условия выполненного эксперимента (взаимные расстояния между ДС и точками излучений, общая длина расстановки ДС и линий прострелки, характеристики волнового поля) обусловили различную точность при построении разных частей разреза. Наиболее надежно изучены глубины 2–15 км. Осадки на глубинах менее 2 км изучены фрагментарно вблизи мест ДС. Волны от глубоких границ оказались слабыми и построения для глубин более 15 км менее уверенны. При построении разреза в толще с чередованием слоев повышенной и пониженной скорости наиболее устойчиво определялись скорость и глубина кровли слоя повышенной скорости. Параметры толщи с пониженной скоростью оценивались приближенно.

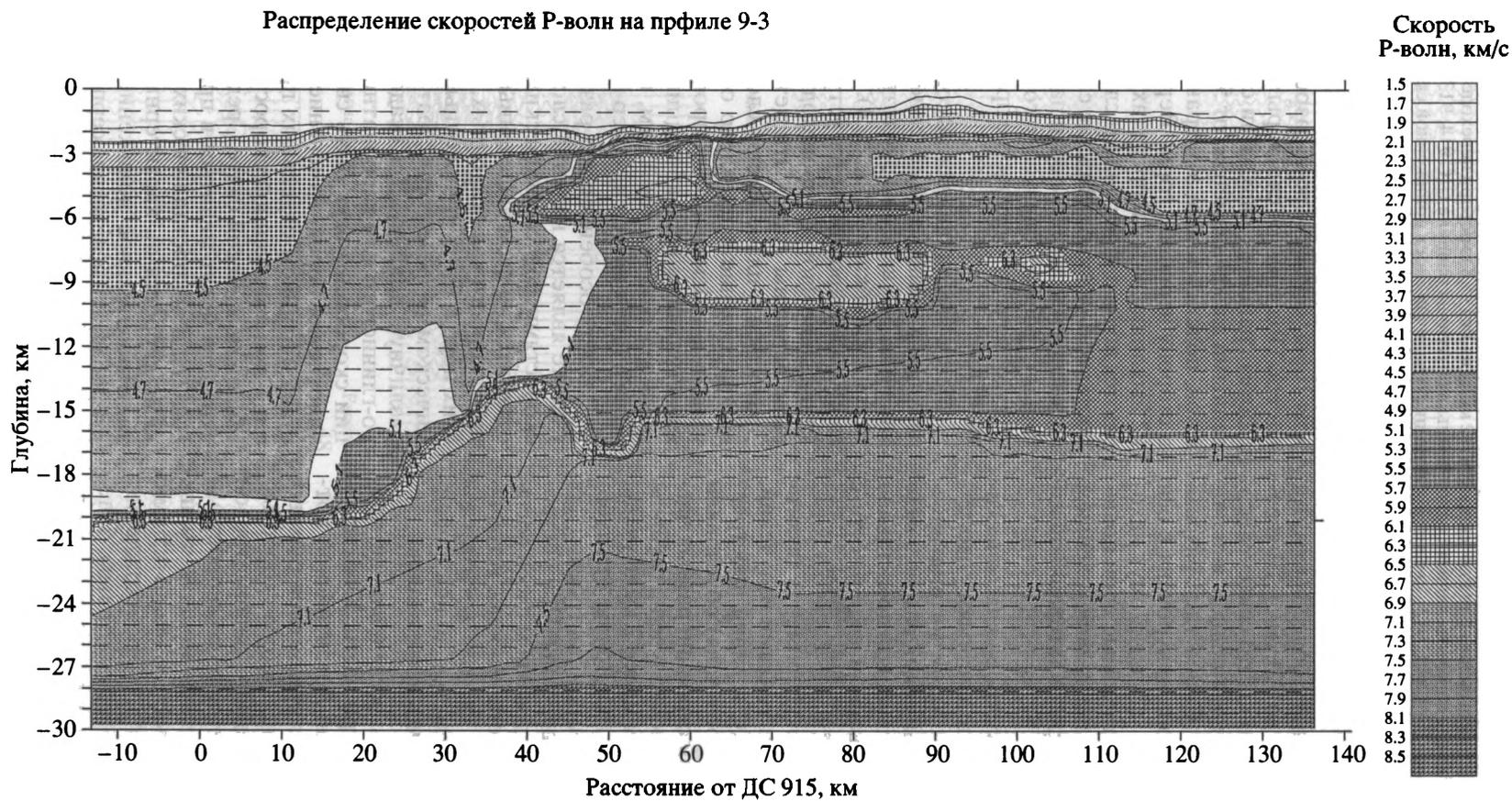
По строению верхов коры исследованный профиль можно разделить на три части. Юго-западная, примыкающая к южной Левантийской котловине, характеризуется наличием слоя рыхлых осадков о<sub>2</sub> (1.0–1.5 км мощностью со скоростью около 2.0 км/с), подстилаемого километровой толщей мессинских эвапоритов о<sub>3</sub> со скоростями около 3.5 км/с. Ниже залегает мощная толща (около 10 км) пород со скоростью около 4.5 км/с (слой о<sub>4</sub>) вероятно осадочного происхождения. Подстилающая граница субгоризонтальна, залегает на глубинах 17–18 км и имеет скорость около 7 км/с.

Следующая, средняя, часть профиля включает юго-западный склон и вершину горы Эратосфен. Начиная с кольцевого прогиба дна моря у подно-

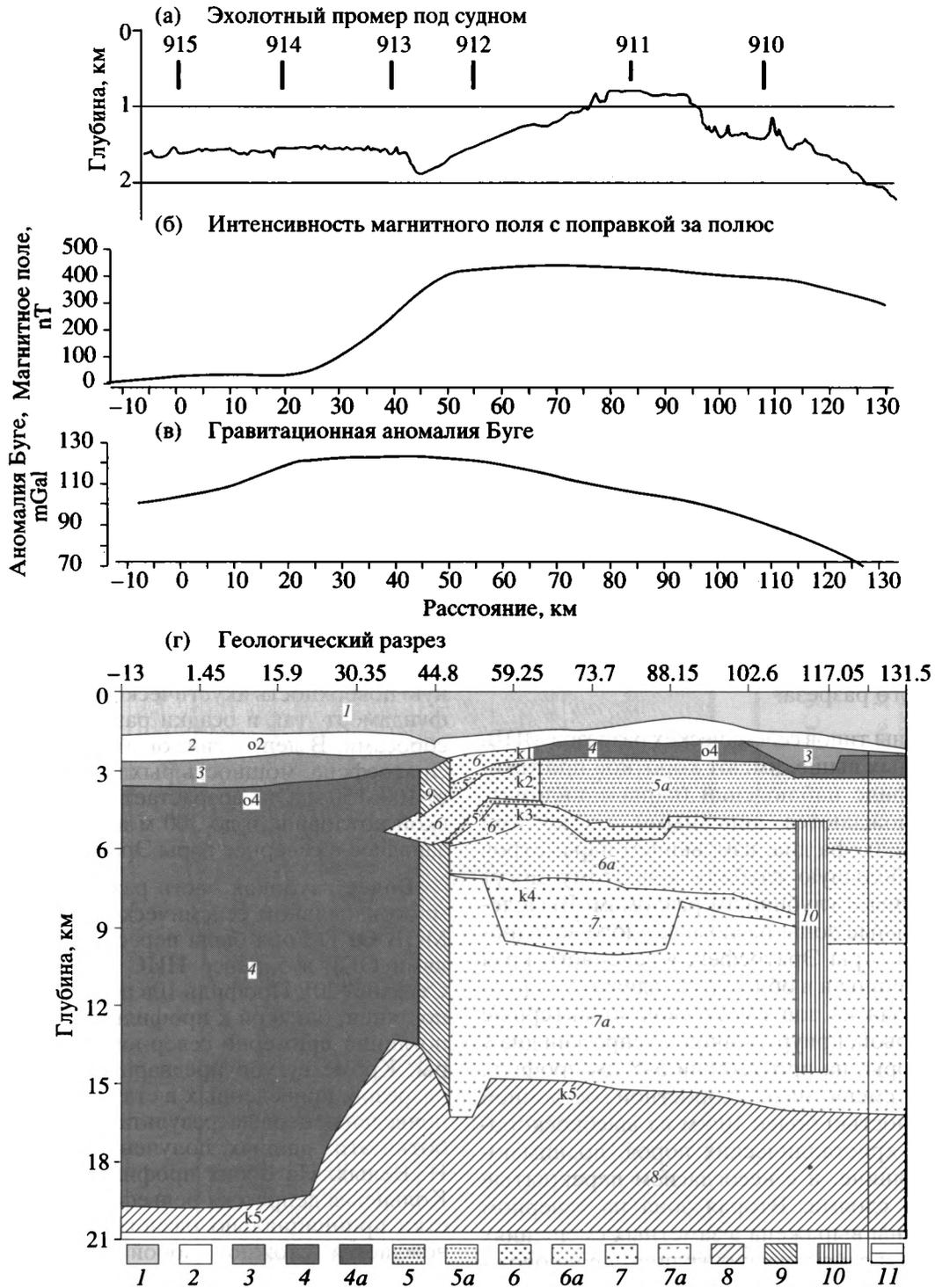
жия горы, сейсмический разрез значительно меняется. Под тонким слоем рыхлых осадков появляются границы с высокими скоростями, свойственными для фундамента (от 5.8 до 6.6 и 7.0 км/с). Слои, подстилающие эти границы, поднимаются в сторону вершины горы. Верхние два слоя к<sub>1</sub> и к<sub>2</sub> выклиниваются в пределах склона и перекрываются полого залегающим слоем осадков со скоростью 4.5–4.8 км/с. Нижние слои к<sub>3</sub> и к<sub>4</sub> выполаживаются и залегают почти параллельно рельефу горы. Строение, близкое к горизонтально-слоистому, отмечается на участке протяженностью почти 40 км.

Места выклинивания высокоскоростных слоев сопровождаются изменением деталей рельефа дна моря, что видно на эхолотном разрезе и батиметрической карте (рис. 1, 4). Исчезновение слоев к<sub>1</sub> и к<sub>2</sub> сопровождается уступами склона, а выклинивание слоя к<sub>3</sub> происходит на северном обрыве вершины горы. Эти детали рельефа горы Эратосфен в плане имеют сложные очертания и их простирание направлено обычно под косыми углами к сейсмическому профилю (рис. 1). Нижняя граница в коре к<sub>5</sub> поднимается к подножию горы до глубин менее 15 км, и, после ундуляций, полого погружается на север до глубин 16–17 км.

Важной особенностью разреза МПВ на этом участке является наличие слоев с пониженными скоростями под сейсмическими границами. Это относится ко всем выделенным границам, имеющим скорости как осадочных, так и кристаллических пород. Слои пониженных скоростей в сейсмическом разрезе горы Эратосфен могут иметь различную природу. Для осадочных пород песчано-глинистого или карбонатного составов вариации скоростей могут быть связаны со степенью уплотнения пород, изменением фациального состава, наличием отдельных прослоев в толще и т.п. Слои пониженной скорости известны в галогенной мессинской свите Средиземного моря, где скорости могут меняться в пределах 3.5–4.6 км/с [14, 27]. Для кристаллических пород со сейсмическими скоростями, характерными для фундамента, относительное понижение скоростей можно предполагать вследствие серпентинизации, а также смятия, дробления пород и других проявлений динамометаморфизма. Другая группа факторов может быть обусловлена влиянием контактового метаморфизма – прогревом и преобразованием пород при внедрении интрузивных тел. Нельзя



**Рис. 3.** Глубинный сейсмический разрез в изолиниях скоростей, построенный путем подбора методом математического моделирования по данным преломленных волн по профилю, пересекающему гору Эратосфен. Наиболее надежные данные получены для интервала глубин 3–15 км, данные о границе М взяты по работе [23].



**Рис. 4.** Данные разных наблюдений вдоль линии профиля МПВ 9–3: а – эхолотный промер, выполненный в рейсе во время работ МПВ; б – кривая полной интенсивности магнитного поля, редуцированного в полюсу [25]; в – кривая гравитационных аномалий в редукции Буге [26]; г – схематизированный сейсмический разрез МПВ (по рис. 3) с индексами границ, соответствующих волновому полю, со значениями сейсмических скоростей (км/с) и вероятной геологической привязкой.

1 – водный слой (1.5); 2 – верхние неконсолидированные осадки (1.9–2.0); 3 – эвапориты (3.3); 4 – уплотненные осадки (4.4–5.1); 4а – уплотненные осадки с относительным понижением скоростей; 5 – вулканогенно-осадочные слои (5.3–5.6); 5а – вулканогенно-осадочные слои с понижением скоростей; 6 – эффузивы и лавы (5.8–6.7); 6а – эффузивы и лавы с понижением скоростей; 7 – магматические породы основного состава (7.0–7.1); 7а – магматические породы с понижением скоростей; 8 – породы нижней коры (7.2–7.7); 9 – глубинный разлом у подножия горы; 10 – глубинный разлом в пределах блока г. Эратосфен; 11 – граница надежных построений сейсмического разреза.

исключить возможное понижение скоростей при разнообразных процессах, происходящих при выветривании. Для вулканогенных толщ различие сейсмических скоростей можно связать с разными фациями вулканитов – от плотных базальтов до рыхлых туфов. Присутствие низкоскоростных прослоев свидетельствует об особом режиме геологического развития юго-западного склона и вершины Эратосфена, отличающегося от режима прилегающих участков.

Третья часть профиля, имеющая иное строение по данным МПВ, расположена на северном склоне и подножии горы и их продолжения в сторону Кипрской дуги. Здесь в разрезе осадков появляются слои, наклоненные от вершины Эратосфена, на фоне которых отмечены складчатые структуры. Постепенно исчезает слой пониженной скорости в основании осадочной толщи. Выклинивается слой фундамента к3, в нижележащем слое к4 существенно снижаются граничные скорости (от 7.0 до 6.6 и далее 6.1 км/с). Наиболее резкое изменение структуры отмечено с приближением к зоне складчатых деформаций на фронте Кипрской дуги, расположенной за пределами сейсмического разреза.

Зоны смены типов сейсмических разрезов МПВ, рассмотренных выше, имеют короткое протяжение на профиле наблюдений (первые километры), сопровождаются линейными элементами структуры рельефа дна, изменением параметров разреза на большую глубину и поэтому могут быть отнесены к глубинным разломам. Выделены три основные зоны разломов: у юго-западного подножия горы Эратосфен, у северного края плоской вершины и в области складчатых деформаций. Каждая из зон имеет свои характерные черты. В первой, приуроченной к депрессии дна у подножия горы, на протяжении 5–8 км профиля происходит смена низкоскоростной осадочной толщи мощностью более 10 км на высокоскоростные слои кристаллических пород, поднимающиеся к вершине, и с несогласием перекрытые осадочными слоями. Вторая зона на северном краю вершины выражена в заметных смещениях рельефа дна и сейсмических границ и сопровождается выклиниванием слоя к4, постепенным исчезновением зон пониженной скорости под осадочными и кристаллическими слоями, началом понижения граничных скоростей и наклона границ от вершины, прекращением прослеживания глубокой границы со скоростью 7 км/с. Третья зона разлома на фронте Кипрской дуги характеризуется полной сменой свойств разреза до глубин не менее 10 км и замещением пород на рыхлые осадки с малыми скоростями.

## ДАННЫЕ МОВ О СТРОЕНИИ ОСАДКОВ И ФУНДАМЕНТА

Средиземное море покрыто сравнительно густой сетью сейсмических профилей методом отраженных волн (МОВ). Район Восточного Средиземноморья к югу и востоку от острова Кипр был исследован МОВ позже западной и центральной частей моря, однако также изучен достаточно подробно. Кроме научных исследований институтов и университетов, наблюдения выполнялись нефтяными компаниями, иногда представляющими свои материалы для научных целей [14, 18, 21, 28].

Коротко отметим данные об осадках в районе горы Эратосфен. Высокоразрешающие исследования МОВ способом непрерывного сейсмического профилирования (НСП) показали [22, 32], что на склонах и вершине горы не отмечены характерные записи отражений от поздне миоценовых эвапоритов, наблюдаемые почти повсеместно вокруг Эратосфена. Покров молодых рыхлых осадков тонок на верхних крутых частях склонов (первые десятки метров), на более пологих нижних частях склонов он достигает толщины 50–70 м. Мала мощность рыхлых осадков и на плоской вершине. Здесь они облекают эродированную поверхность акустического фундамента. Как фундамент, так и осадки разбиты нормальными сбросами. В депрессии, окаймляющей подножие Эратосфена, мощность рыхлых осадков достигает 100–150 м. Она возрастает до 200 м в Левантской котловине и до 300 м и более в депрессиях западнее и севернее горы Эратосфен.

Более глубокая часть разреза изучалась при многоканальном сейсмическом профилировании МОВ ОГТ. Гора была пересечена двумя профилями ОГТ в 5 рейсе НИС Академик Николай Страхов [20]. Профиль 10в пересекал Эратосфен по линии, близкой к профилю МПВ, профиль 8а по линии примерно север-юг через вершину горы. Кроме сугубо предварительных временных разрезов, приведенных в статье [20], в книге [15] приведены первые результаты цифровой обработки этих данных, полученные Д. Клешеном и И. Белых. На обоих профилях много сходного. Кольцевая депрессия рельефа дна разделяет участки принципиально разного строения и сопровождается сложной зоной (разлом?). Южный склон горы имеет слоистость параллельную склону (ПР 10в) или немного круче. Под плоской вершиной слоистость выражена менее отчетливо, чем на склонах и границы почти горизонтальны. Начиная с северного края плоской вершины слоистость выражена более ясно, границы имеют наклона от вершины (на север) и падают круче, чем склон горы. Различия структуры по направлениям юго-запад и юго-юго-восток на южном склоне горы Эратосфен выражаются в различии на 0.3–0.5 с времен прихода устойчивых отраже-

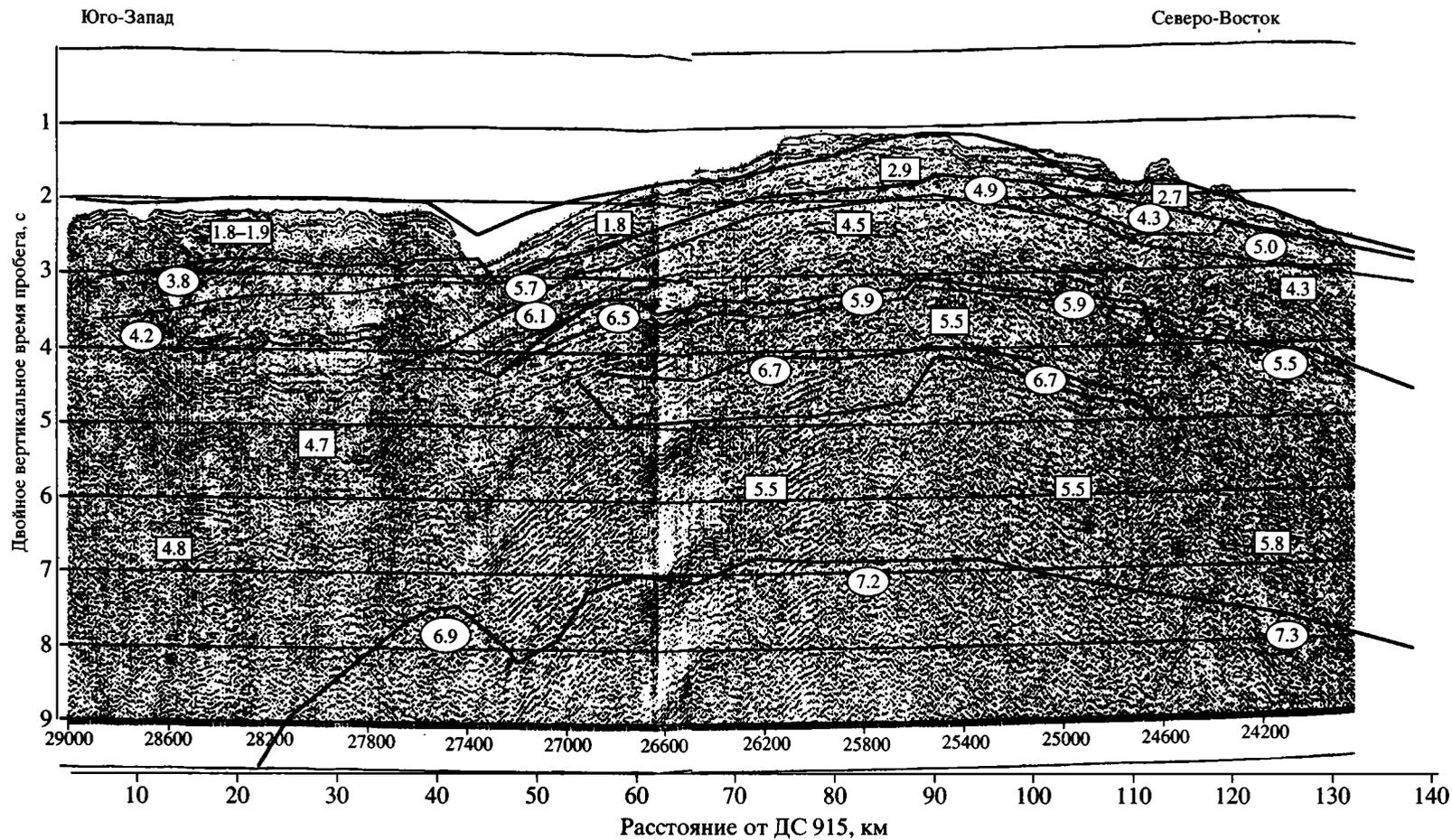
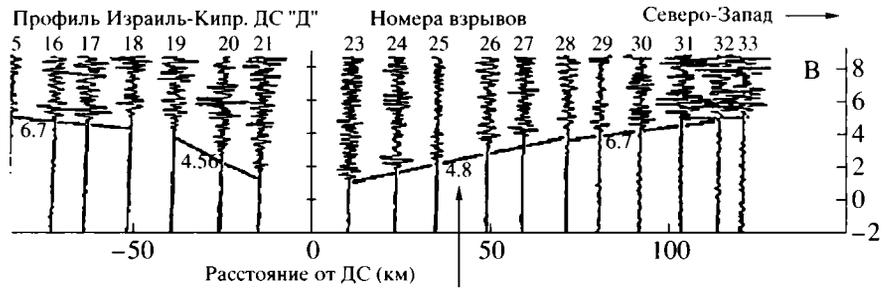
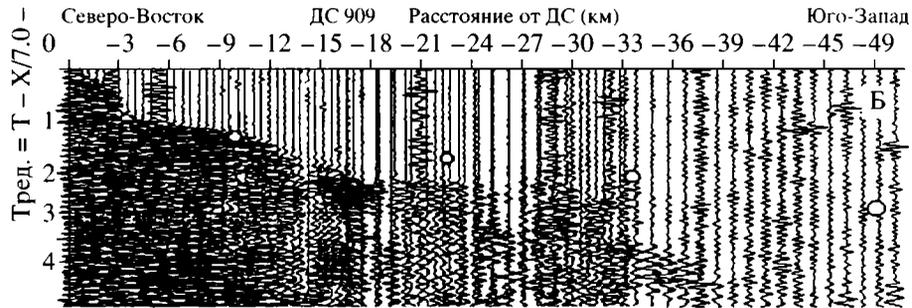
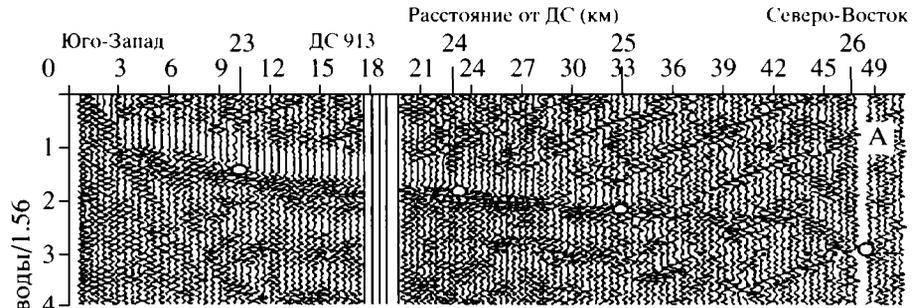
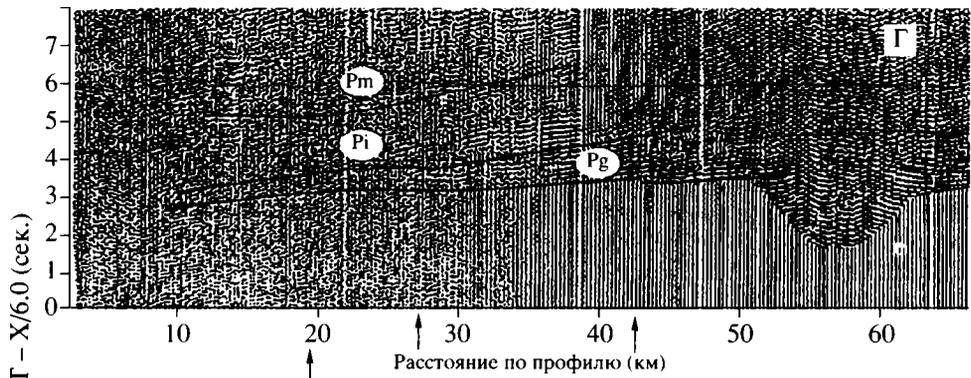


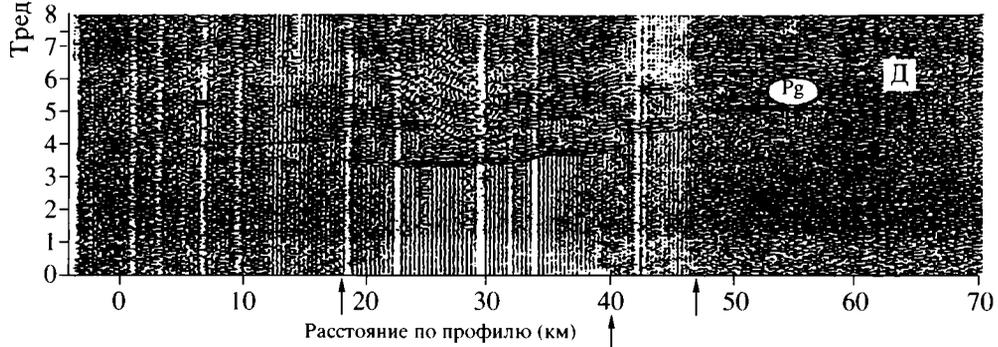
Рис. 5. Сравнение временных разрезов, полученных МПВ и МОГТ. Разрез МПВ (рис. 3) пересчитан во времена вертикальных отражений. Указаны значения скоростей по данным МПВ: граничных (в овалах) и средних (в прямоугольниках). Разрез МОГТ по [20].



Профиль Израиль-Эратосфен. ДС 12



Профиль Израиль-Эратосфен. ДС 14



**Рис. 6.** Сравнение сейсмических записей, полученных при разных экспериментах МПВ в районе горы Эратосфен (см. рис. 1). А, Б – сравнение записей ДС 913 и ДС 909 с временами прихода волн от взрывов на ДС Д (кружки на записях и номера взрывов 23–26 сверху рис. 1А); В – запись ДС Д [23]; 7, Д – сейсмограммы ДС 12 и ДС 14 на профиле 1989 г. [11]. На записях В, Г, Д, стрелками указаны места прекращения записи или смены волн с разрывом годографов, нанесенные на линии 1, 4 и 5 на рис. 1.

ний (от фундамента?). Соответственно, мощность осадков на южном склоне примерно на 30% меньше, чем на юго-западном.

Сопоставление результатов МОВ ОГТ с данными МПВ для горы Эратосфен оказалось возможным вследствие почти совпадающих независимо выполненных профилей МПВ и МОВ ОГТ (рис. 1). Оно обсуждается в работе [4]. Финальный разрез МПВ, полученный после 2Д моделирования (рис. 3) был перестроен во времена вертикальных отражений и наложен на разрез МОГТ (рис. 5). Моделирование разреза МПВ проводилось для всей толщи разреза, включая водный слой, и расхождение рельефа дна в левой части разреза связано с несовпадением линий наблюдений.

Для верхней части разреза данные МПВ и ОГТ хорошо коррелируются между собой. Под вершиной горы данные ОГТ не дают выразительных границ, МПВ показывает слоистость разреза. По данным МПВ границы выделены на временах 4–5 и 7–8 с, где данные ОГТ не надежны. На разрезе ОГТ часто видно много деталей, которые сглажены на разрезе МПВ. Данные о граничных и пластовых скоростях и о зонах инверсии, нанесенные на разрез МПВ, естественно, не выражены на разрезе ОГТ. У южного подножия горы сейсмограммы и разрез МПВ показывают смену разреза до больших глубин. Место смены по данным МПВ установлено с точностью до первых единиц километров (рис. 2, 3). ОГТ на этом участке дает невыразительную сложную зону (дифракции?) шириной более 10 км.

Таким образом, для структуры горы Эратосфен метод ОГТ дает подробную информацию только о верхних двух–трех километрах разреза. МПВ дает значительно большую глубинность исследований сравнительно с МОГТ, а также данные о скоростях на границах и в слоях, что важно для понимания природы глубинных слоев в разрезе. Уточняются особенности зон разломов.

#### СОПОСТАВЛЕНИЕ С РЕЗУЛЬТАТАМИ ГСЗ НА ПРОФИЛЕ ИЗРАИЛЬ–КИПР И МПВ НА ПРОФИЛЕ ИЗРАИЛЬ–ЭРАТОСФЕН И ЭЛЕМЕНТЫ ТРЕХМЕРНОЙ СТРУКТУРЫ ЭРАТОСФЕНА

Профиль ГСЗ по линии Кипр–Израиль выполнен в 1978 г. и имел целью изучение основных закономерностей строения коры [23]. В качестве

источников колебаний при ГСЗ применялись взрывы зарядов весом 800 кг. Наблюдения осуществлялись наземными станциями на концах профиля и тремя ДС на морском участке. Расстояния между взрывами было 10 км, между ДС – 100 км. Длина годографов достигала 400 км. В статье приведена схема эксперимента, полученные записи и результаты интерпретации.

Профиль проходил в северо-западном направлении, пересекал гору Эратосфен, и одна из донных станций – “Д” располагалась у основания южного склона горы вблизи кольцевой депрессии морского дна (см. рис. 1) в обстановке, близкой к ДС 913 (рис. 1). Точка пересечения с нашим профилем находится вблизи ДС 911. В пределах горы от юго-восточного до северо-западного подножия было выполнено 7 взрывов (№№ 23–29) через 10 км. Монтажи сейсмограмм показывают четкие первые вступления и иногда сильные последующие фазы (рис. 6в).

Мы попытались сопоставить записи, полученные при эксперименте ГСЗ, с нашими записями (рис. 6). Для ДС “Д” записи взрывов 23, 24 и 25 в первых вступлениях оказались принадлежащими к волнам  $k_3$  и  $k_4$ , и дали кажущуюся скорость  $V^*$  около 6 км/с, сходную с данными ДС 913 (рис. 6а). Для следующих точек 26–27 вступления запаздывают относительно прямой, соответствующей модели Макриса, примерно на 1 с. ([23], рис. 4). В то же время отметим, что запись ДС 909 принципиально отличается от записи ДС “Д” (рис. 6б).

На записях наземных станций, расположенных на Кипре и в Израиле на удалениях 100–160 и 270–360 км от горы Эратосфен отмечено увеличение времен прихода первых волн от границы М для взрывов в районе горы на 1–2 с. Для станций на Кипре оно наблюдается для взрывов 25, 24, 23 и 21, для станций в Израиле – для взрывов 27–33 (см. [23], рис. 5, 6, 10, 11). С учетом сноса сейсмических лучей участок профиля, на котором происходит запаздывание вступлений волн на удаленные станции, располагается между взрывами 25 и 27, т.е. севернее выделенной нами на ПР 9–3 области повышенных скоростей.

Таким образом, результаты эксперимента ГСЗ 1978 г. согласуются с нашими данными. Это позволяет предполагать, что высокоскоростной слой, подстилающий осадки на юго-западной части горы от основания склона в сторону ДС 912 и далее к ДС 911 продолжается и на юго-восточном склоне под ДС “Д” и взрывами 23, 24 и 25. Участок

профиля с пониженной скоростью для волн от глубоких границ расположен на северной половине горы Эратосфен (рис. 1).

Эксперимент МПВ с ДС и пневмоисточниками был выполнен в 1989 г. на субширотном профиле гора Эратосфен–Израиль [9]. В статье приведены записи трех ДС, две из которых находились вблизи горы Эратосфен: ДС 12 у восточного подножия, ДС 14 на плоской вершине. Положение ДС 12 относительно структуры горы было аналогично нашей ДС 913. ДС 14 на вершине располагалась западнее ПР 9–3 примерно на равных удалениях от ДС 911 и ДС 910. Записи ДС 12 и 14 приведены на рис. бг, бд. К сожалению, обе ДС были установлены в стороне от линии прострелки профиля – ДС 14 на большом расстоянии (в первых вступлениях на минимальных удалениях приходит волна от фундамента), ДС 12 на меньших (однако, время вступления звуковой волны заметно превышает время отражения от дна). Поэтому нет возможности сравнить времена прихода волн и приходится ограничиться лишь качественным сопоставлением записей. В первых вступлениях ДС 14 (рис. бд) выходит волна с  $V^*$  около 6 км/с (при движении на запад) и заметно менее 6 км/с (на восток). Эта волна существует только на удалениях  $\pm 10$  км от точки проекции ДС 14 на линию прострелки. На западе прекращение записи волны происходит примерно в середине вершины горы, и далее она не выделяется. При движении от ДС 14 в восточном направлении (в сторону склона и котловины) волны наблюдаются со скачком во времени в 0.5 и 1 с. Для ДС 12 хорошо видна асимметрия волнового поля. На восток в сторону котловины годограф непрерывен и имеет  $V^*$  существенно меньше 6 км/с. На запад  $V^*$  близки к 6 км/с на участке, совпадающем с нижней частью склона горы. Следующая волна выходит в первые вступления со сдвигом во времени 0.3 с и имеет  $V^*$  больше 6 км/с. Ее затухание приурочено к месту перехода от склона к плоской вершине. Последующая волна сдвинута во времени еще на 0.2–0.3 с и она исчезает, не доходя середины плоской вершины горы. Далее на запад ясных вступлений волн не наблюдается (рис. бг). Полученная картина во многом аналогична наблюдаемой для ДС 913 и 912.

На склоны и вершину горы Эратосфен попадает южное окончание профиля 1, выполненного в 1987 г. ИФЗ АН СССР методом преломленных волн с ДС и малым пневмоисточником (15 л). ДС 108, расположенная в северной части плоской вершины горы (см. рис. 1) дала асимметричную волновую картину с высокими скоростями на юг (7.2 км/с) и низкими (менее 5 км/с) на север. Времена прихода волн для южной ветви с точностью совпадают с данными ДС 913 в направлении на северо-восток.

Рассмотренные материалы позволяют представить качественную трехмерную картину структуры горы Эратосфен. Для этого на батиметрической карте мы отметили места существования высокоскоростного слоя под осадками, точки скачков годографов и исчезновения записей, а также области пониженных скоростей по данным удаленных станций (см. рис. 1). Высокоскоростной слой под осадками отмечается на юго-восточном и южном склонах горы. Он начинается вблизи предгорного кольцевого прогиба рельефа дна моря и поднимается в сторону вершины. На середине склона иногда слой прерывается и после прослоев с понижением скорости замещается следующим слоем с повышенной скоростью. Нижележащая толща также характеризуется чередованием прослоев пониженной и повышенной скоростей. Все точки, ограничивающие область существования высокоскоростных слоев, попадают на карте южнее линии, разделяющей гору Эратосфен на две части и совпадающей с субширотным разломом, пересекающим плоскую вершину и хорошо выраженным в рельефе дна. Участок пониженной скорости попадает на половину вершины севернее от разлома. Западный сектор горы не освещен экспериментальными сейсмическими данными. Однако обратим внимание на характер рельефа морского дна склонов горы Эратосфен южнее и севернее упомянутого разлома. На батиметрической карте и на трехмерной картине рельефа дна видно, что южная часть горы имеет плавный сглаженный рельеф склонов, а северная часть – изрезанный складчатый рельеф. Это дает основание предполагать, что существование под осадками высокоскоростного (плотного?) слоя способствует сохранению спокойного рельефа дна, и что северное и западное ограничения высокоскоростного слоя проходит по субширотному разлому на вершине горы и по внутреннему склону предгорной депрессии дна. Тогда контур области существования высокоскоростных слоев под осадками будет вытянут в северо-восточном направлении, и иметь более узкое северное окончание и более широкое – южное (рис. 1).

Изложенные представления о трехмерной структуре горы Эратосфен основаны на совокупности надежных экспериментальных данных, однако их представление на рис. 1 является качественным и приближенным. Более точные построения могут быть сделаны на основе уже собранных фактических материалов, однако опубликованных в статьях данных для этого недостаточно.

#### СОПОСТАВЛЕНИЕ ДАННЫХ МПВ С КАРТАМИ МАГНИТНЫХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

Уже давно было известно, что в районе горы Эратосфен имеется значительная положительная

аномалия магнитного поля. По своим размерам и интенсивности это самая выдающаяся структура в магнитном поле Восточного Средиземноморья. Она давно привлекала внимание исследователей разных стран. Высказывались разные предположения о природе возможных источников аномалии [10, 11, 31].

На карте магнитных аномалий видно [25], что аномалия вытянута в направлении северо-восток–юго-запад, имеет плоскую вершину и крутые склоны с разным наклоном. Аномалия приурочена не к вершине горы, а к юго-восточному склону. Для сопоставления используем карты, представляющие в одном масштабе рельеф дна, магнитные и гравитационные аномалии [25, 26] (рис. 7). Кроме сейсмических профилей, обсуждаемых в работах [25, 26], на рис. 7 показаны положение нашего профиля, а также зона существования слоев повышенных скоростей под осадочной толщей. Можно видеть, что контуры зоны повышенных скоростей и интенсивных положительных магнитных аномалий практически совпадают.

Была сделана попытка рассмотреть, насколько полученный при МПВ сейсмический разрез Эратосфена может быть согласован с магнитной аномалией. Предпосылками к этому являются высокие сейсмические скорости в фундаменте (до 7 км/с), залегающем на сравнительно небольших глубинах как раз в южной части горы. На карте аномалий, редуцированных к полюсу видно [25], что положительная аномалия в южной части горы Эратосфен имеет интенсивность более 400 нанотесла. Она почти изометрична в плане и окружена областями пониженных значений поля. Расчеты показали, что эта аномалия может быть объяснена предположением, что сейсмические слои со скоростями около 7 км/с, залегающие в интервале глубин 7–10 км (к4, рис. 4г) имеют намагниченность 5 А/м. Такой порядок намагниченности характерен для образцов океанических базальтов, полученных из скважин глубоководного бурения, а также вытекает из результатов моделирования [5, 9]. Залегающие выше в разрезе (под осадками) высокоскоростные слои не обладают высокой намагниченностью. Таким образом, сейсмические слои с высокими скоростями, залегающие под горой Эратосфен на глубинах более 7 км, могут соответствовать магматическим породам основного состава.

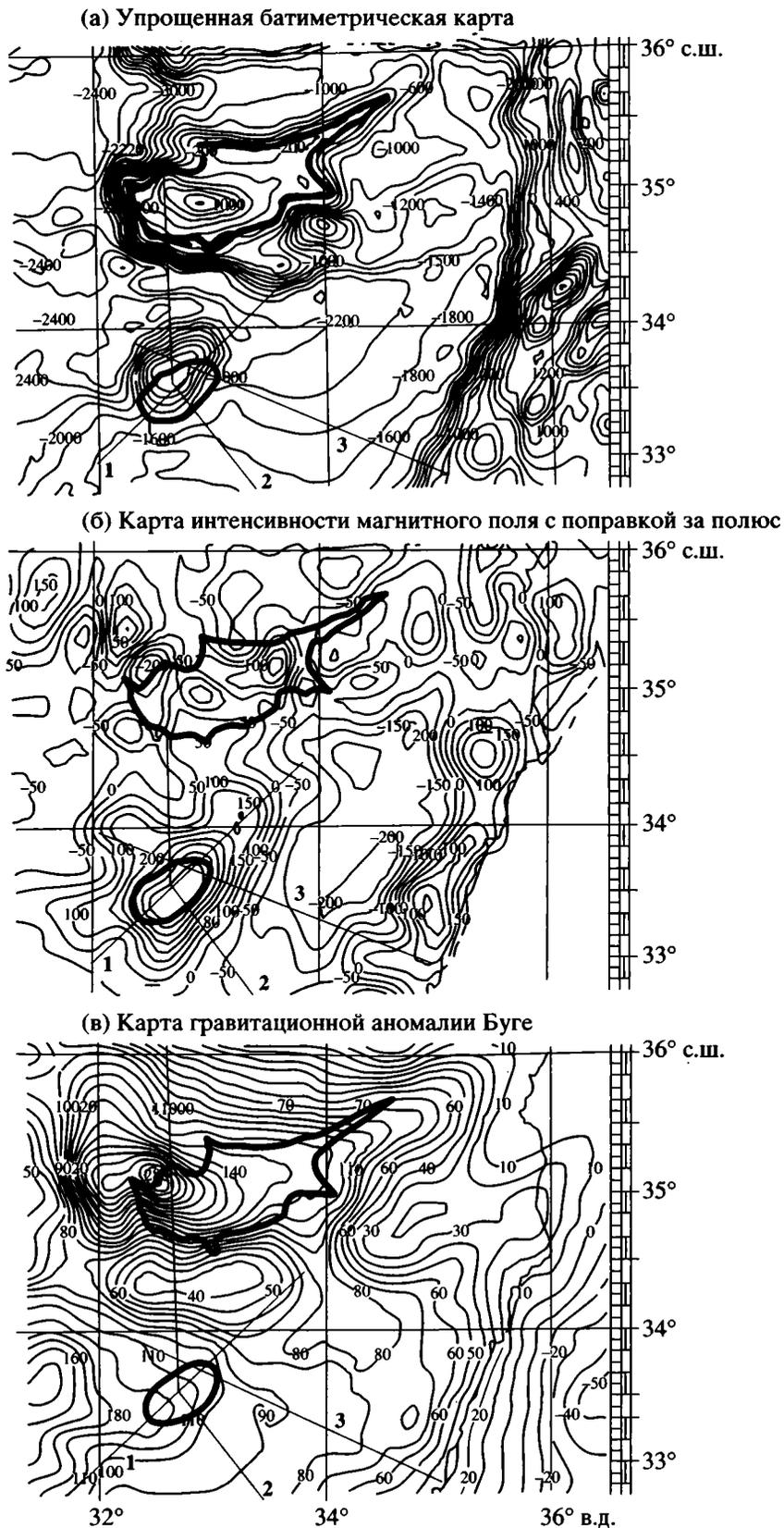
Обратим внимание на то, что характер магнитной аномалии над горой Эратосфен существенно отличается от аномалий, наблюдаемых над офиолитовыми массивами Троодос на Кипре и Бассит в Сирии. В то же время, на побережье Израиля в районе г. Хайфы имеется магнитный максимум в области развития базальтов мелового возраста, сходный с максимумом над горой Эратосфен. Подобные максимумы не отмечаются в

зонах развития более молодых базальтов [29]. Исследование природы максимума на суше Израиля, возможно, поможет понять природу горы Эратосфен.

Рассматривая карту гравитационных аномалий, обратим внимание на то, что подводная гора Эратосфен на карте в редукции Буге не проявляется как выразительная структура. Это говорит о том, что средняя плотность пород горы, возвышающейся над окружающими участками морского дна, близка к плотности 2.67 г/см<sup>3</sup>, принимаемой при расчетах аномалий Буге. На карте можно видеть (рис. 7в), что для окрестностей горы Эратосфен доминирующее значение имеет минимум, расположенный между горой Эратосфен и о. Кипр и связанный с глубоким прогибом, заполненным осадками, а также максимум, расположенный западнее горы. Влияние зоны повышенных сейсмических скоростей под южной частью Эратосфена выразилось в локальном нарушении изолиний на восточном склоне упомянутого максимума, что представлено относительным максимумом на кривой аномалии Буге в районе юго-западного склона и основания горы (рис. 4в). Оценки показали, что этот максимум может быть объяснен выступом поверхности нижней коры со скоростью 7 км/с на глубинах 13–16 км (рис. 4г).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ДРАГИРОВАНИЯ И БУРЕНИЯ

Во время драгирования в 5 рейсе НИС Академик Николай Страхов среди многочисленных образцов осадочных пород различного возраста (четвертичных, миоценовых, верхнемеловых) подняты две драги, в которых находились два обломка гранитных и базальтоидных пород (станция 26) и обломки серпентинитов (станция 27) [22, 28]. Эти находки были неожиданны. Авторы статьи высказали предположение, что обломок гранита возможно происходит из кристаллического фундамента платформы за счет ее деструкции и разломов большой амплитуды. Однако возможность случайного попадания обломка гранита не исключалась ([22], стр. 128). На рис. 1 на карте показаны места драгирования. Они приурочены на сейсмическом разрезе к месту исчезновения слоев со скоростью 5.8–6.2 км/с. Есть основание полагать, что подняты разрушенные остатки верхнего слоя кристаллических пород. При драгировании на ст. 31, расположенной на южном борту субширотного разлома, пересекающего вершину горы, с глубины 1300 м был поднят обломок (35 на 25 см) плиты массивного известняка сеноманского возраста [22]. Можно думать, что это породы слоя, имеющего скорости около 4.8 км/с, сменяющего у вершины слой пород со скоростями 5.8–6.2 км/с предполагаемого кристаллического состава.



**Рис. 7.** Положение контура повышенных скоростей в верхах земной коры горы Эратосфен (см. рис. 1) на схематизированных картах батиметрии (а), полной интенсивности магнитного поля, редуцированной к полюсу (б) и гравитационных аномалий Буге (в). Карты взяты из работ [25, 26].

По Международному проекту глубоководного бурения в 160 рейсе выполнялось бурение в районе Эратосфена [13]. Пробурены 4 скважины по линии север–юг, проходящей от северного края плоской вершины горы Эратосфен (скв. 966) на северный склон (скв. 965), северное подножие горы (скв. 967) до южного склона хребта Геката (скв. 968) (рис. 1). Глубина бурения от 200 до 500 м ниже дна моря. В колонках скв. 965–967 на горе Эратосфен установлена малая мощность мессинских отложений, и найдены миоценовые и эоценовые (скв. 966, 965), маастрихтские и сантонские известняки мощностью до 500 м (скв. 967). В скв. 968 разрез в колонке длиной 300 м сложен мессинскими отложениями.

Встреченные в забое скв. 967 верхнемеловые известняки близки по возрасту с образцом, поднятым при драгировании на станции 31. Можно отметить, что если на станции 31 меловые известняки были найдены на отметке глубин 1300 м ниже уровня моря, то в скв. 967 они оказались на глубине 2900 м, то есть северный край горы Эратосфен погружался по сбросу на 1600 м (В.А. Крашенинников, устное сообщение).

### ВОЗМОЖНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Большинство исследователей относит гору Эратосфен к структуре Африканской платформы. Авторы работы [30] предполагают две версии – это морской мыс, оторвавшийся от материка, либо Эратосфен – молодая структура, образовавшаяся в плиоцен-четвертичное время при изгибе слоев на фронте надвига. Я.П. Маловицкий и его соавторы считают [7], что это горст, принадлежащий к структуре Африканской докембрийской платформы. В.А. Крашенинников с коллегами также считают [22], что эта гора – северный угол докембрийской Афр-Аравийской платформы.

После выполнения работ по ГСЗ [23] появилось мнение, что гора Эратосфен сложена корой континентального типа, переходящей на остров Кипр. Это мнение распространено и сейчас [12, 19]. Действительно, вместо мощной осадочной толщи, заполняющей море Леванта, было установлено поднятие слоев со скоростями 6 км/с.

Наши исследования подтвердили подъем пород с высокими скоростями, однако установили для Эратосфена весьма сложный характер слоистости в верхних 15 км разреза коры, представленный чередованием слоев с повышенной до 6.2–7.0 км/с скоростями, с толщей с относительным понижением скоростей.

Принадлежность коры к какому-то основному типу определяется совокупностью ряда признаков, причем кроме основных типов коры выделя-

ются и переходные, а внутри каждого из основных типов выделяются подтипы. И всего сейчас выделено 6 моделей коры [1].

Одним из фундаментальных признаков континентальной коры является монотонное изменение свойств разреза и возрастание скорости с глубиной. При этом в первых вступлениях прослеживаются стабильные волны P<sub>g</sub> на удалениях от источника более 200 км [1]. Наши результаты, а также опубликованные записи предшествующих исследований [11, 23] показывают, что таких волн на горе Эратосфен не наблюдается, то есть нельзя считать кору типично континентальной. Область поднятия слоев с высокими скоростями локализована в южной половине горы.

Бесспорно, что гора Эратосфен является поднятием кристаллического фундамента. Однако, ограниченные размеры не позволяют по нашему мнению считать его структурой с типично континентальной корой, контрастной по основному типу к коре прилегающих бассейнов, относимых некоторыми исследователями к коре океанического типа [11, 23].

Есть основания предполагать Эратосфен древним вулканическим сооружением, активно действовавшим длительное время. Накопление продуктов вулканизма привело к образованию периферийных разломов, проседанию структуры и возникновению элементов кольцевой депрессии в рельефе дна.

Развитие северной и южной частей структуры происходило по-разному. В южной части изливались лавы, формирующие пологие склоны, положение которых выражается в современном рельефе горы. Самый верхний поток лавы (на линии ПР 9–3 имеющий скорость 5.8 км/с) имеет небольшую толщину, он утоняется в основании склона и разрушается в верхней части склона, где были найдены обломки кристаллических пород. Этот поток залегает на разрушенной поверхности более древних потоков, состоящих из более прочных пород (скорости 6.0–6.2 км/с). Последние имеют протяженность около 30 км и суммарную толщину более 1–1.5 км. Они переходят за кольцевой разлом и прослеживаются под осадками еще на 5 км. Вблизи плоской вершины горы под рыхлыми осадками вместо вулканогенного слоя (5.8 км/с) начинает следиться плотный осадочный слой (4.8 км/с), подстилаемый толщей (до 2 км) пород с пониженными скоростями. Мы полагаем, что это место соответствует вершине вулканической постройки, в которой разрушенные вулканисты перекрыты морскими осадками.

Начиная с кольцевого разлома под всей южной частью Эратосфена на глубинах 5–6 и 7–9 км отмечены прослои с повышенными скоростями (6.5–6.7 и 7.0 км/с) подстилаемые толщами с отно-

сительным понижением скоростей. Они могут соответствовать верхним кромкам магматической камеры и (или) интрузивных тел, питавших вулканическое сооружение. Эти толщи на глубине сложены основными породами с высокой намагниченностью, формирующими положительную магнитную аномалию.

Северная часть постройки Эратосфена отделена от южной разломом субширотного простирания. Он является препятствием для распространения сейсмических волн в верхах коры, подходящих с различных направлений. Севернее разлома отмечаются пониженные скорости для волн от глубинных границ. Характер рельефа морского дна севернее разлома совсем другой, чем на юге. Склоны горы изрезаны долинами, имеют уступы и различную крутизну. Сейсмические границы наклонены от вершины. В основании склона имеются складчатые структуры. Мы полагаем, что такая структура образовалась вследствие существенного прогибания верхов земной коры в зоне, прилегающей с севера к вулканической постройке горы Эратосфен и переходящей в область современных деформаций и далее в зону субдукции, окаймляющую с юга Кипрскую дугу. Свидетельством продолжающегося севернее горы процесса прогибания является глубокая депрессия в рельефе дна (>2700 м), заполненная плиоцен-четвертичными осадками мощностью 1.5 км, а также находка в скважине известняков на такой же отметке глубины ниже, чем на вершине горы. Яркая картина видна на сейсмических разрезах МОВ. Северная часть структуры Эратосфена оказалась не защищенной от разрушения прочными породами, как на юге. В процессе прогибания разрушился северный участок кольцевого прогиба и склона и оказалась погребенной часть древнего вулканического сооружения.

После прекращения активного вулканизма произошло погружение структуры и накопление субгоризонтальных толщ осадков. Режим осадконакопления на вершине отличался от режима прилегающих котловин – нет мессинских отложений, скорости в плотных осадках 4.8 км/с, а в котловинах 4.3 км/с.

Заканчивая обсуждение вулканической гипотезы природы Эратосфена можно провести его сравнение с современными подводными вулканами, изученными, например, в Тирренском море [3]. Некоторая аналогия может быть найдена в формах рельефа постройки, однако для современных подводных гор очертания изолиний магнитных аномалий значительно более сложные, чем для горы Эратосфен. Кроме того, слой современных осадков, покрывающих вулканогенные породы молодых гор, весьма тонок. Тем не менее, представляется целесообразным выполнить модели-

рование магнитных полей Эратосфена, используя новые данные о его глубинной структуре.

Следует заметить, что на карте магнитных аномалий Израиля и Восточного Средиземноморья [29] отмечена протяженная магнитная аномалия, соизмеримая с аномалией на горе Эратосфен. Она расположена в районе г. Хайфы в области распространения меловых эффузивов. Представляется целесообразным выполнить разностороннее сопоставление этих районов, что может пролить свет на природу подводной горы.

Судя по возрасту известняков, перекрывающих вершину Эратосфена (сеноман), структура горы сформировалась в домеловое время. Трудно представить себе, что древний вулкан смог сохранить черты структуры, аналогичные современным вулканам (хотя предположение, сделанное в [19], о том, что все 12 км осадочной толщи в Восточном Средиземноморье сформировались в платформенных условиях на докембрийском основании как будто допускают такую возможность). В качестве альтернативы вполне логично также предположить, что высокоскоростные и высокомагнитные прослои, слагающие недра горы Эратосфен, могут быть представлены потрузиями и магматическими породами в виде чешуй и пластин, так развитых в офиолитовых поясах Кипра и Сирии.

Весьма важным является уточнение глубинного строения Эратосфена на основе уже имеющихся разнообразных сейсмических данных. Это позволит прояснить вопрос о существовании глубинных корней этой структуры, и обоснованно обсудить взгляды о масштабах горизонтальных перемещений. Сказанное еще раз иллюстрирует положение о том, что для Восточного Средиземноморья накоплены новые фактические материалы, достаточные для перехода от сугубо гипотетических предположений о природе и механизме тектонических процессов, к более конкретным схемам, основанным на знании геологического строения поверхности суши и глубинной структуры разных этажей земной коры по геофизическим данным.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. № 1. С. 3–14.
2. Богданов Н.А., Короновский Н.В., Ломизе М.Г. и др. Тектоническая карта Средиземного моря масштаба 1 : 5000000. М.: Институт Литосферы РАН, Геологический факультет МГУ. ПКО Картография. 1994. Карта на 1 листе, объяснительная записка. 78 с.
3. Зверев С.М., Нардов Н.М., Ярошевская Г.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование на о. Кипр

- и прилегающих акваториях М.: ОИФЗ РАН, Институт планетарной геофизики, 1993. С. 88–90.
4. *Зверев С.М., Ильянский Д.А.* Региональные исследования КМПВ и МОГТ в Восточном Средиземноморье // Геофизика. 1998. № 6. С. 31–41.
  5. Магнитное поле океана / Ред. Городницкий А.М. М.: Наука, 1993. 300 с.
  6. *Маловицкий Я.П.* Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 96 с.
  7. *Маловицкий Я.П., Чумаков И.С., Шимкус К.М., Есина Л.А., Москаленко В.Н.* Земная кора и история развития Средиземного моря. М.: Наука, 1982. 209 с.
  8. *Москаленко В.Н.* Строение земной коры глубоководной котловины моря Леванта // Геотектоника. 1974. № 4. С. 58–65.
  9. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры / Ред. А.М. Городницкий, М.: Изд. ВНИРО, 1996. 283 с.
  10. *Ben-Avraham Z., Shoham Y., Ginzburg A.* Magnetic anomalies in the Eastern Mediterranean and the tectonic setting of the Eratosthenes seamount // Geophys. J.R. Astr. Soc. 1976. V. 45. P. 105–123.
  11. *Ben-Avraham Z., Ginzberg A., Makris J., Eppelbaum L.* Crustal structure of the Levant basin, Eastern Mediterranean. Submitted to HGR, 1996.
  12. *Ben-Avraham Z., Wdowinski S., Arvidson R., Ekstrom G.* Segmentation and seismicity of the Cyprean arc. Nice.: Annales Geophysical Supplement. 1998. EGS abstracts. Part 1. P. 304.
  13. *Emels K-Ch., Robertson A., Richter C.* Mediterranean sea. 1. // Science operator report DSDP Leg 160. 1995. P. 11–20.
  14. *Finetti I., Morelly C.* Geophysical exploration of the Mediterranean sea // Bull. Geofis. Teor. Appl. 1973. V. 15. 60. P. 262–341.
  15. Geological structure of the north-eastern Mediterranean (cruise 5 of research vessel "Akademic Nicolay Strakhov") / V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall. Jerusalem: 1994. 396 p.
  16. *Hall J.K.* Bathimetric chart of the southeastern and northeastern Mediterranean sea. Geological survey of Israel, 1980–1981.
  17. *Hall J.K., Udintsev G.B., Odinokov Yu.Yu.* The bottom relief of the Levantine sea / Geological structure of the northeastern Mediterranean / V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall. Jerusalem: 1994. P. 5–32.
  18. *Hall Jeremy, Ali Aksu Tom Calon.* Neogene tectonics of the Cyprean arc region // Nice: Annales Geophysical Supplement, 1998. EGS abstracts, Part 1. P. 304.
  19. *Hirsch F., Flexer A., Rosenfeld A., Yellin-Dror A.* Palaeospastic and crustal setting of the Eastern Mediterranean // Journ. of Petroleum Geologie. 1995. V. 18 (2). P. 149–170.
  20. *Kogan L.I., Stein A.M.* Mulrichannel MOV-OGT (CDP) seismic profiling during cruise 5 of R/V Ak.N. Strakhov (preliminary results) / Geological structure of the north-eastern Mediterranean. Jerusalem: 1994. P. 99–112.
  21. *Kopf A., Vidal N., Klaeschen D., Von Huene R.* MCS profiles in a zone of incipient collision between Africa and Eurasia, Eastern Mediterranean // Nice. 1998. Annales Geophysical Supplement. EGS abstracts. Part. 1. P. 304.
  22. *Krasheninnikov V.A., Udintsev G.B., Mouraviev V.I., Hall J.K.* Geological structure of Eratosthenes seamount // Geological structure of the northeastern Mediterranean / V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall. Jerusalem: 1994. P. 113–130.
  23. *Makris J., Ben-Avraham Z., Behle A., Ginzburg A., Giese P., Steinmetz L., Whitmarsh R.B., Eleftheriou S.* Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation // Geophys. J.R. Astr. Soc: 1983. V. 75. P. 575–591.
  24. *Makris J., Stobbe C.* Physical properties and state of the crust and upper mantle of the eastern Mediterranean sea deduced from geophysical data // Mar. Geol. 1984. V. 55. P. 347–363.
  25. *Makris J., Wang J., Odintsov S.D., Udintsev G.B.* The magnetic field of the eastern Mediterranean sea / Geological structure of the northeastern Mediterranean / V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall. Jerusalem: 1994. P. 75–85.
  26. *Makris J., Wang J.* Bouguer gravity anomalies of the Eastern Mediterranean sea // Geological structure of the northeastern Mediterranean / V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall. Jerusalem: 1994. P. 87–98.
  27. *Montadert L., Letouzey J., Mauffret A.* Messinian event: seismic evidence // Inti. Rep. of the DSDP. 1978. V. 42. P. 1. P. 1037–1050.
  28. *Mouraviov V.I., Kaleda K.G., Boiko N.I.* Lithology of Late Quaternary sediments of the Eastern Mediterranean / Geological structure of the northeastern Mediterranean / V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall. Jerusalem: 1994. P. 131–140.
  29. *Rybakov M., Goldshmidt V., Follkman Y., Rotstein Y., Ben-Avraham Z., Hall J.* Israel magnetic anomaly map 1 : 500000 scale. Survey of Israel, Institute for Petroleum Research and Geophysics, 1994.
  30. *Sage L., Letouzey J.* Convergence of the African and Eurasian plates in the Eastern Mediterranean // Petroleum and tectonics in mobile belts. Ed. J. Letouzey. Paris. 1990. P. 49–68.
  31. *Tanner S.J., Williams C.A.* A detailed survey near mount Eratosthenes, Eastern Mediterranean // Mar. Geoph. Res. 1984. V. 6. P. 205–222.
  32. *Udintsev G.B., Zverev A.S., Odinokov Yu.Yu., Efimov V.N., Eleftheriou S., Hall J.K.* Structure of the Post-Messinian sedimentary cover in the eastern part of the Mediterranean sea / Geological structure of the north-eastern Mediterranean / V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall, Jerusalem: 1994. P. 33–73.
  33. *Woodside J.M.* Tectonic elements and crust of the eastern Mediterranean sea // Mar. Geoph. Res.: 1977. V. 3. P. 317–354.

Рецензенты: *Н.В. Короновский, А.Л. Книппер, В.Н. Шолто*

## Deep Structure and Inferred Origin of the Eratosthenes Seamount (Eastern Mediterranean)

S. M. Zverev and D. A. Il'inskii

*Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, ul. B. Gruzinskaya 10, Moscow, 121810 Russia*

**Abstract**—New results of investigating the deep structure of the Eratosthenes Seamount by seismic refraction profiling are discussed along with the materials of some preceding geological and geophysical studies. The seamount is made up apparently of crystalline rocks with seismic velocities higher than 6–6.5 km/s. The upper 10–12 km of its southern half consist of interbedded layers of higher and lower velocities including layers of high magnetization. Seismic velocities are comparatively low, and there are no layers of high magnetization in the northern half of the mount. There are grounds to believe that the Eratosthenes Seamount is an old volcanic edifice, the northern part of which had been lowered and deformed during the subsidence and subduction at the front of the nearby Cyprean Arc.

УДК 552.332.6

## КИНЕМАТИКА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В СЛОИСТЫХ ТОЛЩАХ: МЕТОД АНАЛИЗА СТРУКТУР СРЕЗАНИЯ СЛОИСТОСТИ

© 2000 г. А. В. Соловьев\*, М. Т. Брэндон\*\*

\*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва, Россия

\*\*Йельский университет, Нью-Хевен, США

Поступила в редакцию 26.04.99 г.

В статье предлагается новый кинематический метод – метод анализа структур срезания слоистости, позволяющий определять кинематику разрывных нарушений в слоистых толщах. Для надвиговых зон, сформированных в условиях прогрессивной несоосной деформации, характерна моноклиная симметрия. Этот постулат дает возможность оценить направление регионального тектонического транспорта при анализе массовых замеров структур срезания слоистости. Опробование метода на двух геологических объектах показало, что он дает результаты, сходные с результатами, полученными другими структурно-кинематическими методами. Это подтверждает правильность сделанных допущений и позволяет использовать метод для реконструкций геодинамики различных регионов. Структуры срезания слоистости формируются в строго определенных условиях: в слоистых толщах на близповерхностном уровне, при значительной скорости деформации, на жестком структурном фундаменте.

### Введение

Построение геодинамических моделей формирования геологических структур требует информации о направлениях относительных перемещений объектов. Для оценки этих направлений в геодинамике применяется кинематический анализ, опирающийся на изучение микро- и мезоструктур, называемых кинематическими индикаторами. Примерами кинематических индикаторов являются порфиорокласты, испытавшие вращение, штрихи и борозды скольжения на поверхностях сколовых трещин, асимметричные складки, структуры Риделя и некоторые другие [11, 14, 17].

В данной статье предлагается новый кинематический метод – метод анализа структур срезания слоистости, позволяющий определять кинематику разрывных нарушений в слоистых толщах и оценивать направление регионального стресса при их деформировании. Предлагаемый метод, так же, как и метод анализа внутренних осей вращения [14], основан на принципах симметрии геологических структур.

Этот метод применим, прежде всего, для геологических структур, при формировании которых происходили в основном хрупкие деформации при низких температурах (<200°C), для так называемых “хрупких разломных зон” [14], широко развитых в мезокайнозойских складчато-надвиговых поясах обрамления Тихого океана и других регионов мира.

### Метод анализа структур срезания слоистости

В деформированных слоистых толщах различных регионов часто наблюдаются структуры сре-

зания слоистости разломом (рис. 1, А, I, II, III), характеризующиеся следующим строением: в одном из крыльев плоскость слоистости параллельна плоскости разлома, в другом крыле – поверхности слоистости образуют с плоскостью разлома острый угол. Для определения кинематики разрывов в слоистых толщах предлагается метод анализа структур срезания слоистости. В основу метода положена модель дуплекс-структуры [5, 22] (см. рис. 1, А), согласно которой при сжатии слоистой толщи в определенных условиях образуется разлом сложной конфигурации: параллельный слоистости – секущий слоистость – параллельный слоистости. По данному разлому происходит надвижение висячего крыла на лежащее. Отметим три условия, при которых может быть использован предлагаемый метод: 1) толща должна быть слоистой, 2) перемещение осуществляется по плоскости срыва, 3) плоскость сместителя и плоскость слоистости в одном из крыльев разлома совпадают.

Изучение природных сдвиговых зон и их моделирование показало, что симметрия всех структурных элементов этих зон связана с моноклиной симметрией деформации [13, 18, 20]. Таким образом, идеализированная разломная зона, сформированная в условиях прогрессивной несоосной деформации, имеет моноклиную симметрию (см. рис. 1, Б) [14, 23]. Структуры, которые могут быть описаны моделью дуплекса, тоже характеризуются моноклиной симметрией, определяемой простой зеркальной плоскостью (см. рис. 1, А). Эта плоскость может быть найдена из геометрии и асимметрии структурных элементов, а направление перемещения определяется как линия пересече-

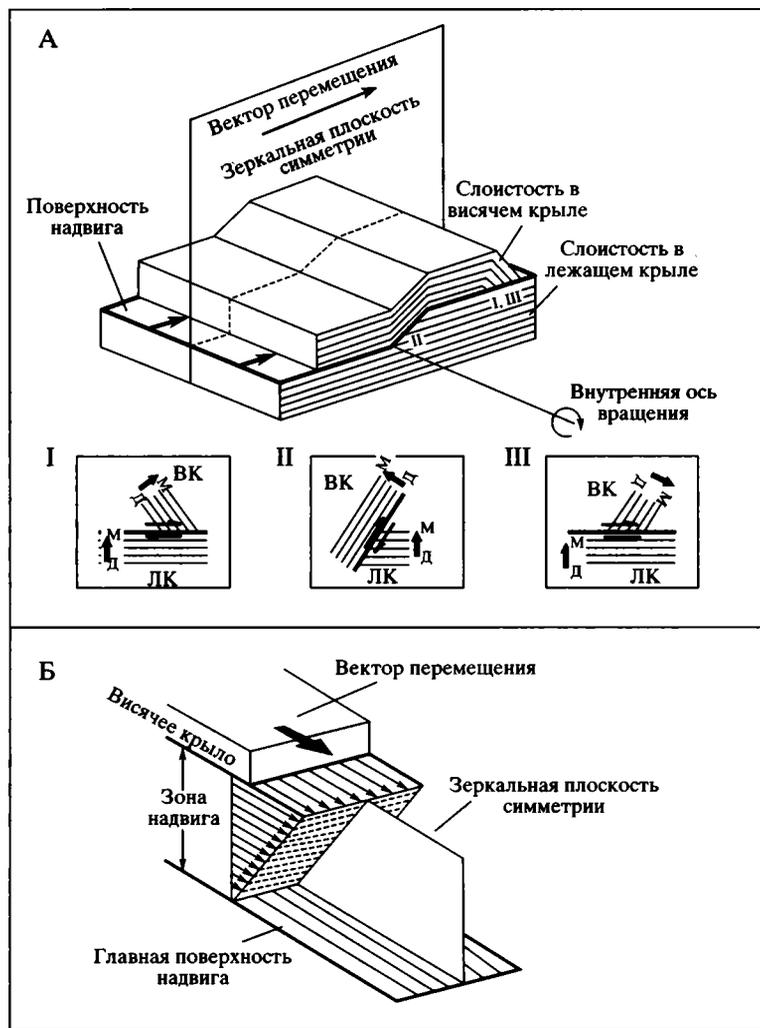


Рис. 1. А – Идеализированная модель дуплекс-структуры ([22] с изменениями авторов).

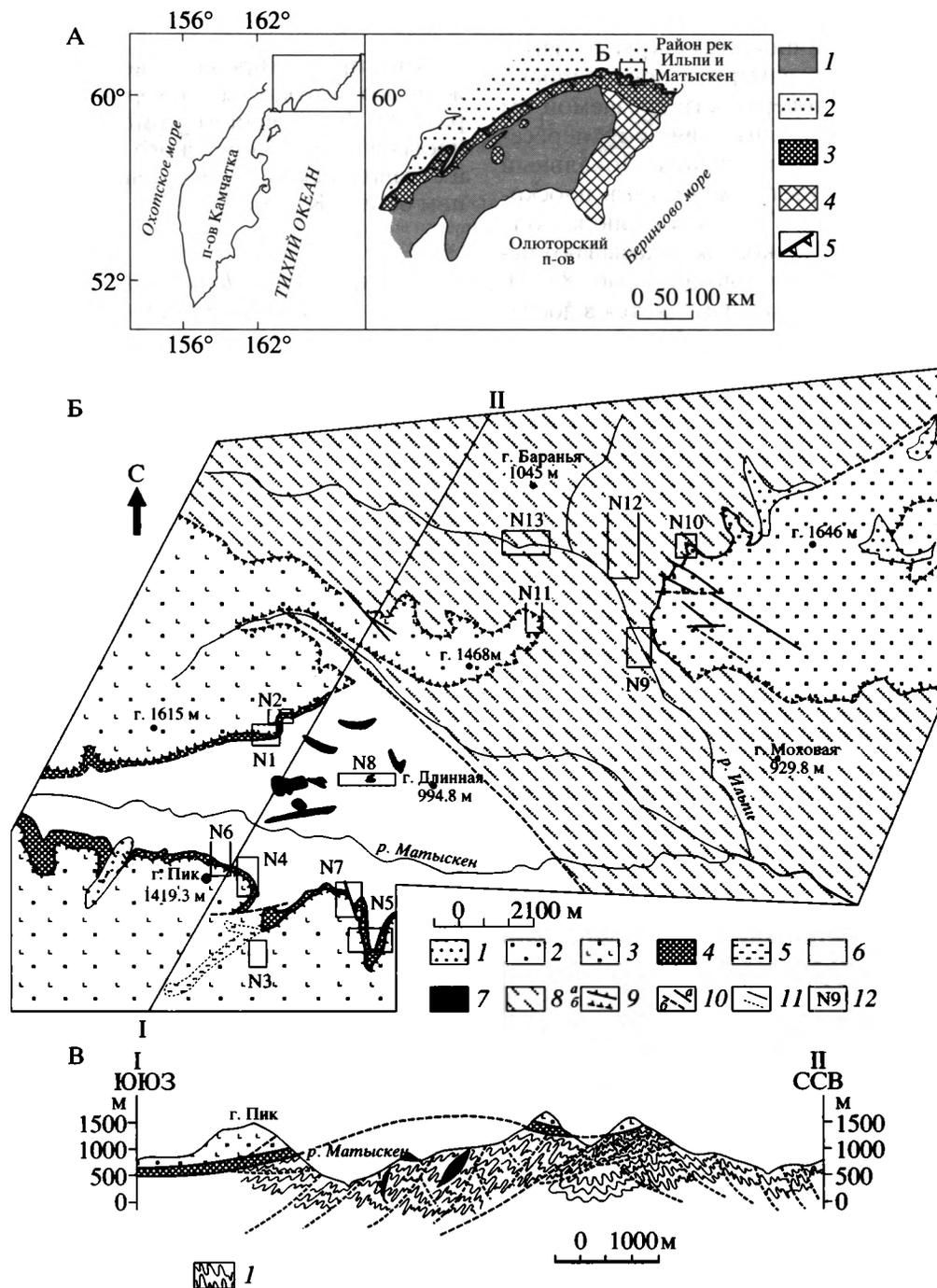
Модель адаптирована для метода анализа структур срезания слоистости. I, II, III – возможные соотношения слоистости в висячем (ВК) и лежащем (ЛК) крыле. Утолщенной линией показаны разломы. Стратиграфическая последовательность отложений от древних (Д) к молодым (М) показана стрелкой. Пояснения в тексте.

Б – Идеализированная схема надвиговой зоны с моноклинной симметрией, сформированной в условиях прогрессивной несоосной деформации [14, 23].

чения плоскости симметрии с поверхностью разлома.

Полевые исследования показали, что в реальных обнажениях наблюдаются как срезания слоистости висячего крыла (см. рис. 1, А, I), так и срезания слоистости лежащего крыла (см. рис. 1, А, II). Направление перемещения определяется по соотношению стратиграфических последовательностей в висячем и лежащем крыле. В висячем крыле разлом срезает слоистость в направлении от древних отложений к молодым (см. рис. 1, А, I), а в лежащем крыле наоборот – от молодых к древним (см. рис. 1, А, II). Особый случай, также наблюдаемый в реальных обнажениях, когда слоистость в висячем крыле опрокинута (см. рис. 1, А, III), однако правило для висячего крыла остается

верным. Рассматриваемые структуры фактически несут информацию о вращательной компоненте перемещения, поэтому ориентировка и асимметрия данных структур могут быть представлены внутренней осью вращения (см. рис. 1, А), по аналогии с методом анализа внутренних осей вращения [14]. Данная ось является осевым вектором и указывает направление вращения, которое может быть представлено как “Z” или “S”-вращение. Z соответствует вращению по часовой стрелке, S – против часовой стрелки, если смотреть по направлению осевого вектора. Z- или S-вращение описывается правилом “правой или левой руки”, согласно которому если большой палец ориентирован по направлению оси, то остальные пальцы, сжатые в кулак, указывают направление вращения.



**Рис. 2.** Геологическое строение района верховий рек Ильпи и Матыскен.

**А** – Расположение района работ в области сочленения Укэляйтской и Олюторской зон.

1 – кайнозойские отложения; 2 – меловые – палеогеновые отложения Укэляйтской зоны; 3, 4 – меловые отложения Олюторской зоны: 3 – фронтальной части, 4 – района Олюторского хребта; 5 – Ватыно-Вывенский надвиг.

**Б** – Геологическая схема района верховий рек Ильпи и Матыскен. Составлена при участии Г.В. Ледневой, Дж.И. Гарвера с использованием материалов А.В. Дитмара, К.С. Агеева, А.С. Финогентова и Э.С. Алексева.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2, 3 – вулканогенно-кремнистые отложения: 2 – кремни, яшмы, 3 – афировые пиллоу-базальты, кремни, яшмы; 4 – зона Ватыно-Вывенского надвига; 5 – блоки дунитов, верлитов, клинопироксенитов; 6 – олистостромовая толща; 7 – блоки базальтового состава; 8 – укэляйтские флишодные отложения; 9 – надвиги: а – установленные, б – дешифрируемые на аэрофотоснимках; 10 – крутопадающие разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – контакты: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – номера доменов, в пределах которых проведены структурные наблюдения.

**В** – Схематический геологический профиль по линии I (ЮЮЗ) – II (ССВ).

Условные обозначения такие же, как и для рис. 2, Б, кроме 1 – складчатые деформации автохтона.

Таким образом, для того чтобы найти вектор перемещения для единичной структуры срезания слоистости, достаточно измерить ориентировки плоскости разлома и поверхности срезаемой им слоистости, а затем вычислить линию их пересечения – внутреннюю ось вращения. Локальный вектор перемещения будет находиться в плоскости разлома, ортогонально по отношению к внутренней оси вращения. Однако, как показывают исследования региональных разломных зон [8, 14], ориентировка структур в них изменяется в достаточно широком диапазоне, поэтому для того чтобы определить направление регионального вектора перемещения, необходимо как можно большее количество замеров локальных структур срезания слоистости и соответствующая их статистическая обработка.

Вычисления региональной (синоптической) внутренней оси вращения и регионального (синоптического) вектора перемещения производятся по алгоритму, предложенному для метода анализа внутренних осей вращения [14]. Строится стереограмма (сетка Шмидта) распределения локальных внутренних осей вращения, находится поверхность “усредненного” разлома, определяемая как дуга большого круга, вдоль которого распределены локальные оси вращения. Зеркальная плоскость симметрии разделяет структурные элементы с S- и Z-симметрией на две группы, ортогональна “усредненной” плоскости разлома и перпендикулярна максимуму локальных осей вращения. Максимум локальных осей вращения соответствует максимальному значению собственного вектора, характеризующего распределение этих осей, и является оценкой синоптической внутренней оси вращения в современных географических координатах. Для того чтобы оценить направление перемещения в плоскости разлома, применяют следующую процедуру. Все оси локальных структур срезания слоистости, имеющие S-симметрию, представляются как Z-оси. Например, S-ось, проецирующаяся на верхнюю полусферу при переводе в Z-ось, зеркально отобразится на нижней полусфере. Затем Z-трансформированные оси проецируются на плоскость “усредненного” разлома – это так называемая стереограмма, параллельная плоскости “усредненного” разлома. Максимум распределения Z-трансформированных осей определяет синоптическую ось вращения в плоскости “усредненного” разлома, а ортогонально ей в этой же плоскости лежит синоптический (региональный) вектор перемещения всякого крыла относительно лежачего. Некоторые особенности оценки синоптических осей вращения и векторов будут рассмотрены при описании применения метода к региональным объектам.

### Проверка метода. Региональные примеры

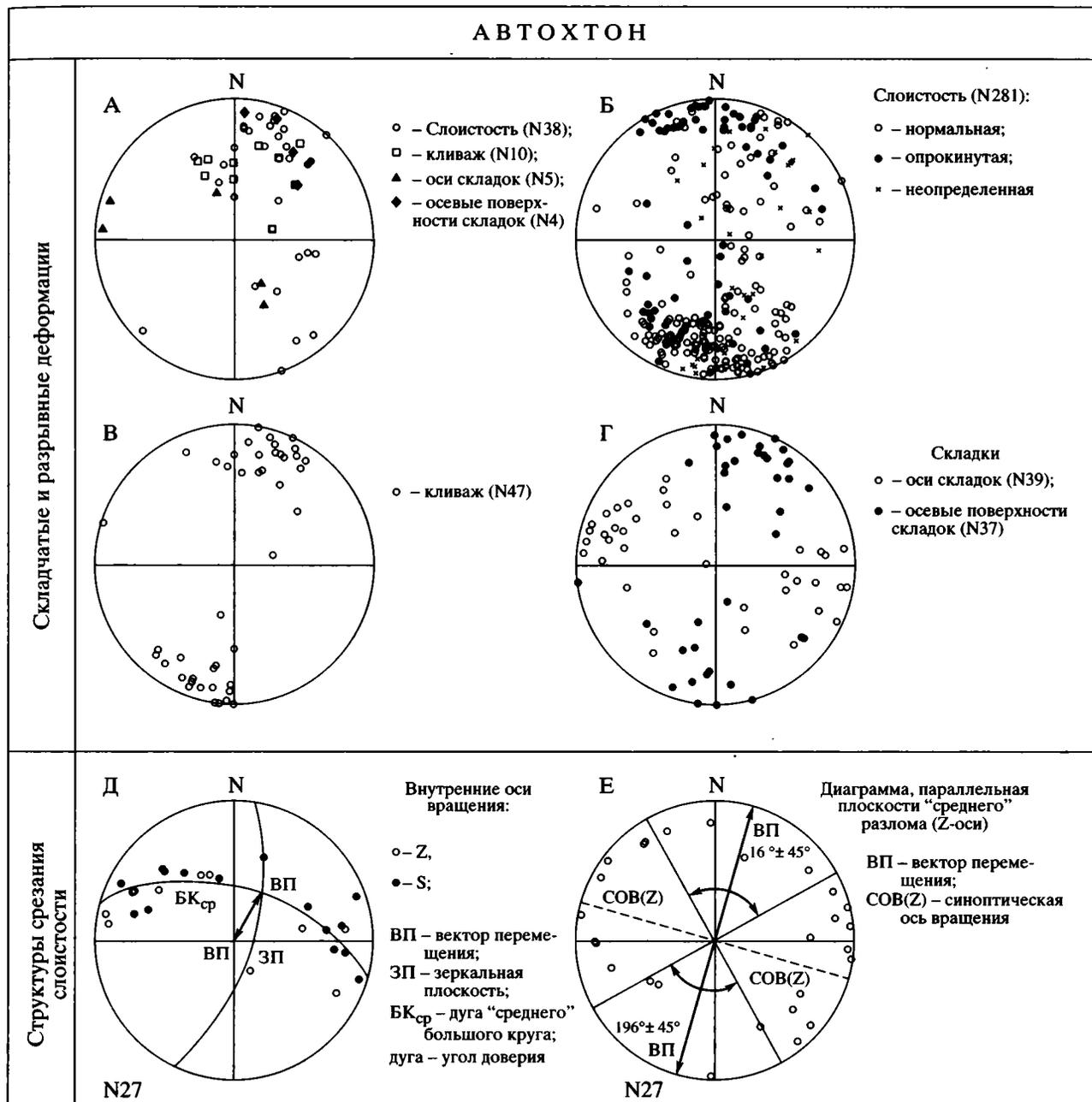
Мы протестировали возможности предложенного метода на двух региональных примерах: 1) флишоидном комплексе Укэляятского прогиба на юге Корякского нагорья [12] и 2) флише таврической серии, обнажающемся на Южном берегу Крыма [2, 19].

#### *Структуры флишоидного комплекса Укэляятского прогиба*

Укэляятская зона выделяется на юге Корякского нагорья и отделяет структуры Олюторской зоны от аккреционных комплексов Корякского нагорья, расположенных к северу (рис. 2, А). Флишеидные отложения Укэляятской зоны сформированы в мелу–палеогене вдоль Евразийской континентальной окраины [6, 9]. Отложения Укэляятской зоны значительно дислоцированы.

Наши структурные исследования проводились вдоль южной границы Укэляятской зоны, где аллохтонные комплексы Олюторской зоны по Ватыно-Вывенскому надвигу шарьированы на автохтонные укэляятские флишевые отложения (см. рис. 2, Б). Автохтон сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами, образующими флишеидное переслаивание, реже гравелитами и конгломератами. В районе рек Ильпи и Матыскен (см. рис. 2, Б) в верхней части автохтона, сложенного флишем, описана интенсивно тектонизированная толща, возможно, первоначально олистостромовой природы. Матрикс сложен черными алевропелитами с редкими маломощными прослоями песчаников. Блоки представлены порфиоровыми и афировыми базальтами, лавобрекчиями и гиалокластитам базальтового состава, габброидами и габбро-диоритами, редко черными и зелеными кремнями [10]. Возраст толщи определен трековым датированием циркона как позднемаастрихт-среднеэоценовый ( $66.1 \pm 6.3 - 43.9 \pm 3.6$  млн. лет) [9, 15, 16].

В районе рек Ильпи и Матыскен в отложениях автохтона установлено закономерное распределение складок с различной вергентностью (см. рис. 2, Б, В). Северная вергентность в олистостромовой толще, обнажающейся вблизи Ватыно-Вывенского надвига (рис. 3, А; см. домены 1–8 на рис. 2, Б), через зону веерообразной складчатости сменяется на юго-юго-западную при удалении от надвига (см. домены 9–13 на рис. 2, Б; рис. 3, Б). В пределах доменов 9–13 осевые поверхности складок падают как на северо-северо-восток, так и на юго-юго-запад (см. рис. 3, Г), а оси складок имеют запад-северо-западное и восток-юго-восточное склонение и пологое наклонение (см. рис. 3, Г), развит кливаж осевой поверхности складок (см. рис. 3, В). Анализ всех типов структур автохтон-



**Рис. 3.** Данные структурно-кинематического анализа для флишеидных пород Укэляятской зоны (район рек Ильпи и Матыскен).

Все структурные элементы показаны на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм. Ориентировка плоскостных структурных элементов (слоистость, кливаж, осевая поверхность складки) показана как ориентировка полюса (нормали), ориентировка линейных структурных элементов (ось складки, ось вращения) – в соответствии с их склонением и наклоном.

А – диаграммы различных структурных элементов для доменов: А – 1–8 (см. рис. 2), Б–Г – 9–13; Б, В – диаграммы полюсов: Б – слоистости, В – кливажа, Г – осей и полюсов осевых поверхностей складок; Д – диаграмма внутренних осей вращения для структур срезания слоистости; Е – Z-трансформированные оси вращения в проекции на “усредненную” плоскость разлома.

ного комплекса на выбранном полигоне показывает, что они сформированы в поле напряжений с ориентировкой главной оси сжатия в юго-юго-западном–северо-северо-восточном направлении [8].

Во флишеидных отложениях автохтона широко развиты структуры срезания слоистости, что позволило нам опробовать предложенный метод на объекте, для которого возможна проверка ре-

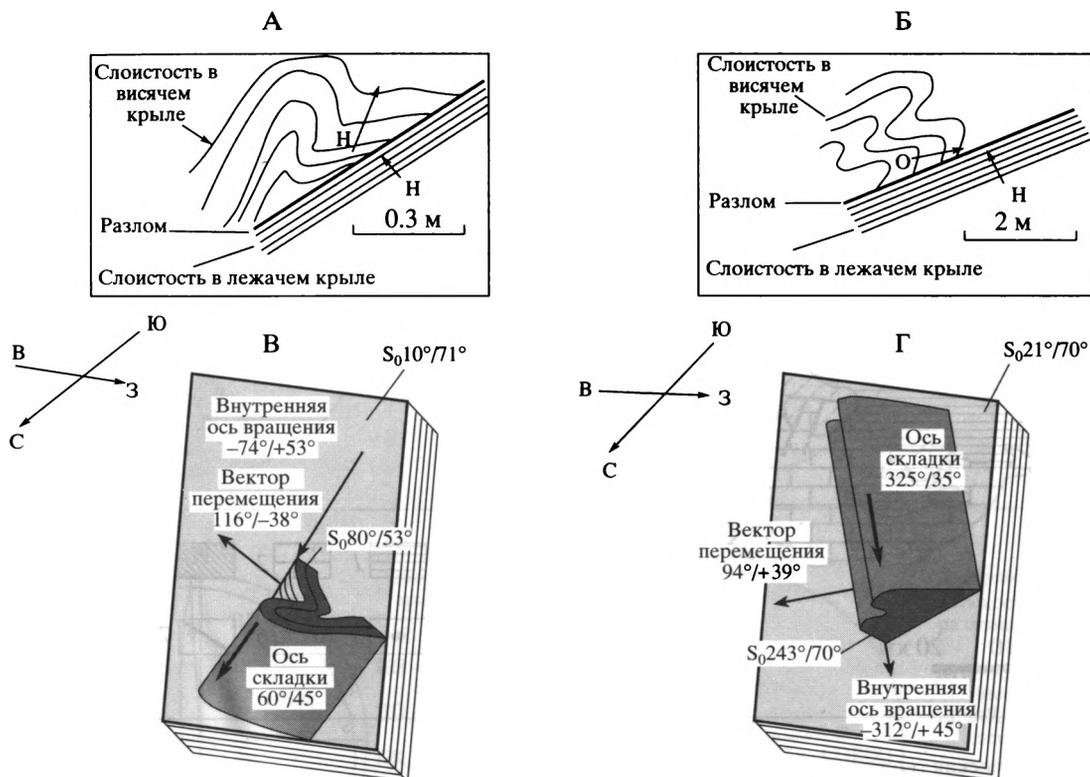
**Таблица 1.** Ориентировки плоскостных элементов в структурах срезания слоистости, вычисленные локальные внутренние оси вращения и векторы перемещения (флишоидные отложения в верховьях р. Ильпи)

Тип крыла <sup>1</sup>	Ориентировка слоистости		Нор./опр. <sup>2</sup>	Ориентировка разлома		Нор./опр. <sup>3</sup>	Внутренняя ось вращения		Угол <sup>4</sup>	Вектор перемещения	
	AD	A		AD	A		D	I		D	I
ЛК	179	84	О	203	51	О	86	-30	40	150	+37
ЛК	338	45	Н	351	40	О	202	-36	10	280	+16
ЛК	349	34	Н	357	20	Н	250	-6	14	338	+19
ВК	10	68	Н	42	40	Н	266	-31	38	341	+22
ВК	260	62	Н	342	40	Н	145	-39	64	242	-9
ВК	002	65	Н	205	85	О	111	-36	37	302	-54
ВК	207	58	О	007	80	Н	281	+23	46	75	+64
ВК	030	73	Н	174	68	О	105	+41	53	244	+41
ВК	162	74	О	018	75	Н	271	-48	48	300	+38
ВК	220	50	О	158	82	О	239	-48	64	75	-42
ВК	020	75	Н	010	52	Н	295	+19	25	46	+46
<b>ВК</b>	<b>080</b>	<b>53</b>	<b>Н</b>	<b>010</b>	<b>71</b>	<b>Н</b>	<b>74</b>	<b>+53</b>	<b>63</b>	<b>116</b>	<b>-38</b>
ВК	000	54	Н	320	57	Н	349	+54	33	59	-14
ЛК	165	72	Н	355	82	О	262	-21	28	64	-69
ВК	020	52	Н	005	65	Н	75	+36	18	121	-43
ВК	042	68	Н	030	58	Н	332	+40	15	99	+30
ВК	260	46	Н	019	58	Н	132	-32	86	135	-53
ВК	019	57	Н	008	49	Н	317	+36	12	70	+28
ЛК	015	65	Н	018	57	Н	277	-16	8	32	+56
ВК	357	52	Н	019	57	Н	163	-51	19	317	-36
ВК	025	56	Н	035	70	Н	136	-28	17	342	-55
ВК	019	55	Н	025	80	Н	117	-11	26	337	-75
<b>ВК</b>	<b>243</b>	<b>70</b>	<b>О</b>	<b>021</b>	<b>70</b>	<b>Н</b>	<b>312</b>	<b>+45</b>	<b>33</b>	<b>94</b>	<b>+39</b>
ЛК	200	86	Н	020	74	О	290	0	70	200	-74
ВК	105	77	Н	065	89	Н	152	+71	41	155	-19
ЛК	012	83	О	008	54	О	283	+7	29	202	-53
ЛК	318	52	Н	006	28	Н	105	-27	38	302	+13

Примечания. AD – азимут и A – угол падения плоскостного структурного элемента; D – склонение и I – наклонение оси или вектора. Положительное значение наклонения – проекция направления на нижнюю полусферу, отрицательное – на верхнюю.  
<sup>1</sup>: ЛК – лежачее, ВК – висячие крылья; <sup>2</sup> – падение слоистости в срезанном крыле: Н – нормальное, О – опрокинутое; <sup>3</sup> – падение слоистости, параллельной разлому; <sup>4</sup> – угол между плоскостью разлома и поверхностью срезанной слоистости. Вектор перемещения (для локальной структуры) рассчитан как линия пересечения плоскости разлома и плоскости, ортогональной внутренней оси вращения. Жирным шрифтом показаны данные о структурах, использованные для построения рис. 4, А–Г.

зультата стандартными структурными методами. В области развития флиша без олистолитов (см. домены 9–13, рис. 2, Б) было изучено 27 структур срезания слоистости разломом (табл. 1). В обнажениях наблюдались все возможные варианты соотношений разломов и слоистостей, показанные на рис. 1, I, II, III. По полевым замерам плоскостей слоистостей и поверхностей разломов, срезающих их, были рассчитаны внутренние оси вращения (см. табл. 1). Локальные векторы перемещений вычислены как линии пересечения плоскости ортогональной внутренней оси вращения

и поверхности сместителя. В двух случаях удалось наблюдать структуры срезания слоистости одновременно с другими кинематическими индикаторами – асимметричными складками или складками волочения (рис. 4, А, Б). В первом случае в висячем крыле структуры срезания слоистости отмечена Z-асимметричная складка (ориентировка оси – 60°, 45°), указывающая на перемещение в юго-восточном направлении. Внутренняя ось вращения, вычисленная по структуре срезания слоистости, очень близка к оси асимметричной складки (ориентировка – 74°, 53°) и позволяет



**Рис. 4.** Кинематические индикаторы двух типов – асимметричные складки и структуры срезания слоистости: А, Б – зарисовки реальных обнажений (Н – нормальное, О – опрокинутое залегание слоистости); В, Г – блок-диаграммы соотношений асимметричных складок и структур срезания слоистости (слоистости ( $S_0$ ) и оси складок замерены в реальных обнажениях, внутренние оси вращения и векторы перемещения вычислены (см. табл. 1, жирным шрифтом выделены приведенные примеры).

рассчитать вектор перемещения, направленный на юго-восток ( $116^\circ, 38^\circ$ ) (см. рис. 4, В). Во втором случае также ось асимметричной складки близка к внутренней оси вращения структуры срезания слоистости (см. рис. 4, Г). Таким образом, структуры срезания слоистости являются хорошими кинематическими индикаторами, что подтверждается другими структурами, позволяющими оценивать направления перемещений.

Для реконструкции направления регионально-го палеостресса анализируется характер распределения внутренних осей вращения для локальных структур (см. табл. 1). Рассчитанные внутренние оси вращения образуют пояс вокруг дуги большого круга (см. рис. 3, Д), что весьма характерно для разломных зон с моноклинной симметрией [14]. Дуга большого круга определяет плоскость “усредненного” разлома ( $16^\circ, 58^\circ$ ). Оси с S- и Z-асимметрией образуют смешанное распределение, это указывает на то, что перемещения по разломам происходили как на северо-северо-восток, так и на юго-юго-запад. Синоптический (региональный вектор перемещения можно оценить двумя способами. Во-первых, синоптический вектор может быть найден как среднее векторов пе-

ремещения для локальных структур (см. табл. 1). В плоскости “усредненного” разлома оценки двух разнонаправленных векторов будут следующими –  $11^\circ \pm 35^\circ$  и  $191^\circ \pm 35^\circ$ . Во-вторых, синоптические внутренняя ось вращения и вектор перемещения могут быть рассчитаны по алгоритму, приведенному при описании метода (см. выше, [14]). Согласно такой оценке получены векторы  $16^\circ \pm 45^\circ$  и  $196^\circ \pm 45^\circ$  (см. рис. 3, Е). Хотя значения векторов, полученные первым и вторым способом, весьма близки, мы предпочитаем вторую оценку, так как она сделана с учетом моноклинной симметрии разломной зоны и лучше осредняет случайные вариации.

Таким образом, рассчитанные векторы перемещения (см. рис. 3, Е) показывают, что образование внутриформационных надвигов при деформации флиша Укэляятского прогиба происходило как в северо-северо-восточном направлении, так и в юго-юго-западном, формировалась веерообразная вергентность. Правильность результата, полученного методом анализа структур срезания слоистости, подтверждена другими структурными данными, приведенными выше. Отметим, что предложенный метод позволяет количест-

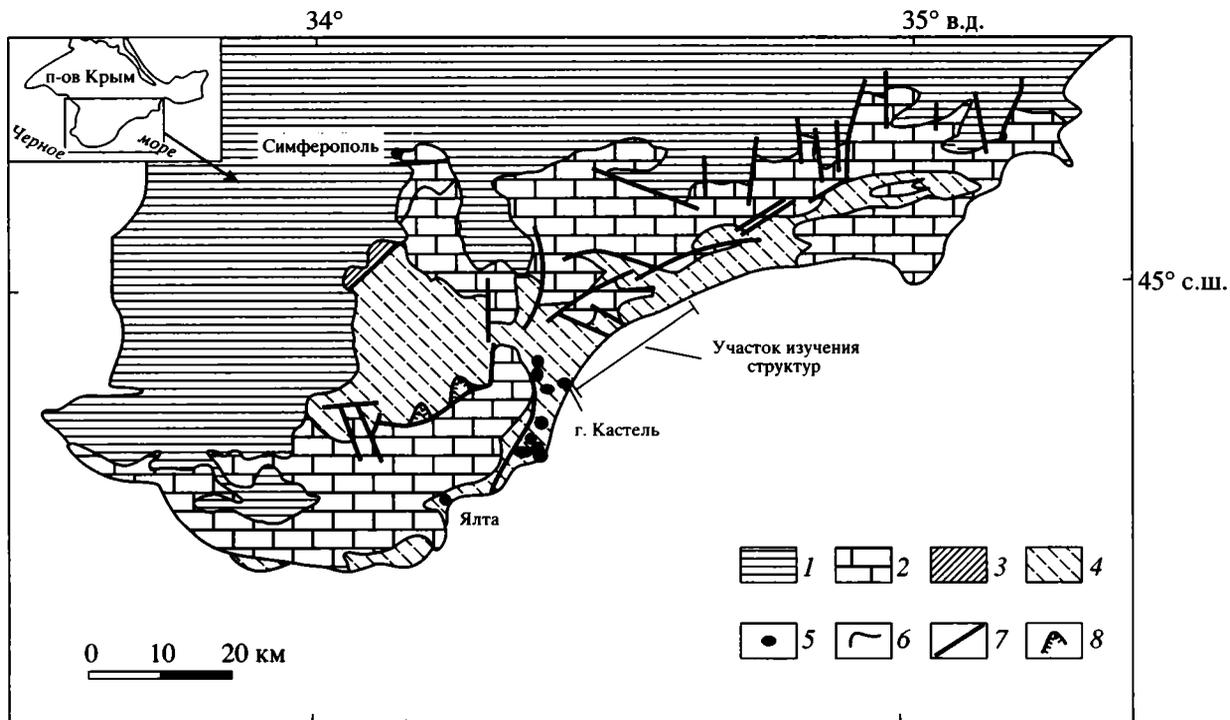


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Горного Крыма [2].

1 – меловые – неогеновые и 2 – верхнеюрские отложения; 3, 4 – среднетриасовый – среднеюрский крымский комплекс; 3 – эскиординская и карадагская, 4 – таврическая серии; 5 – байосские интрузивы; 6 – геологические границы; 7, 8 – разрывные нарушения: 7 – сбросово-взбросового и 8 – надвигового типов.

венно оценить региональный вектор перемещения и определить доверительный интервал этого значения.

#### *Структуры флиша таврической серии (Южный берег Крыма)*

Таврическая серия входит в состав среднетриасового – среднеюрского крымского комплекса, обнажающегося в пределах Крымского полуострова (рис. 5). Отложения комплекса значительно деформированы и занимают наиболее низкое структурное положение. Таврическая серия представлена флишидным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов поздне триасового – среднеюрского возраста [2, 19]. Нигде в Крыму не обнаружено видимое основание серии, не известны и соотношения с подстилающими толщами. Таврическая серия перекрывается со структурным несогласием на юге и востоке Качинского поднятия отложениями верхней юры, а на севере и западе – породами нижнего мела. Отложения таврической серии являются проксимальными и дистальными турбидитами, сформировавшимися в бассейне, разделявшем в поздне триасовое – среднеюрское время Скифскую плиту и террейн Эвксиния [19].

Изучение структуры таврической серии проведено на Южном берегу Крыма на участке пос. Семиречье–гора Кабель (см. рис. 5). Флиш деформирован в складки южной, юго-восточной вергентности, причем слоистость с нормальным залеганием имеет преимущественно северное падение, а с опрокинутым – южное (рис. 6, А). Встречаются изоклинные лежащие складки. Осевые поверхности складок падают на северо-запад, север (см. рис. 6, А). Оси складок имеют субширотное простирание и достаточно пологое падение (см. рис. 6, Б). Асимметричные складки или складки волочения указывают тектонический транспорт структурно верхних частей серии относительно нижних в южном, юго-восточном направлении (см. рис. 6, Б). Во флише, наряду с асимметричными складками, развиты структуры срезания слоистости (табл. 2). Вычисленные внутренние оси вращения для структур срезания слоистости распределены вдоль дуги большого круга на стереограмме (см. рис. 6, В), что характерно для деформационных зон с моноклиной симметрией. Дуга большого круга определяет плоскость “усредненного” разлома ( $41^\circ, 13^\circ$ ). Оси с Z-асимметрией образуют кластер в восточных румбах, что указывает на направление перемещения по внутрiformационным надвигам в южном направлении. Синоптический вектор, найденный как

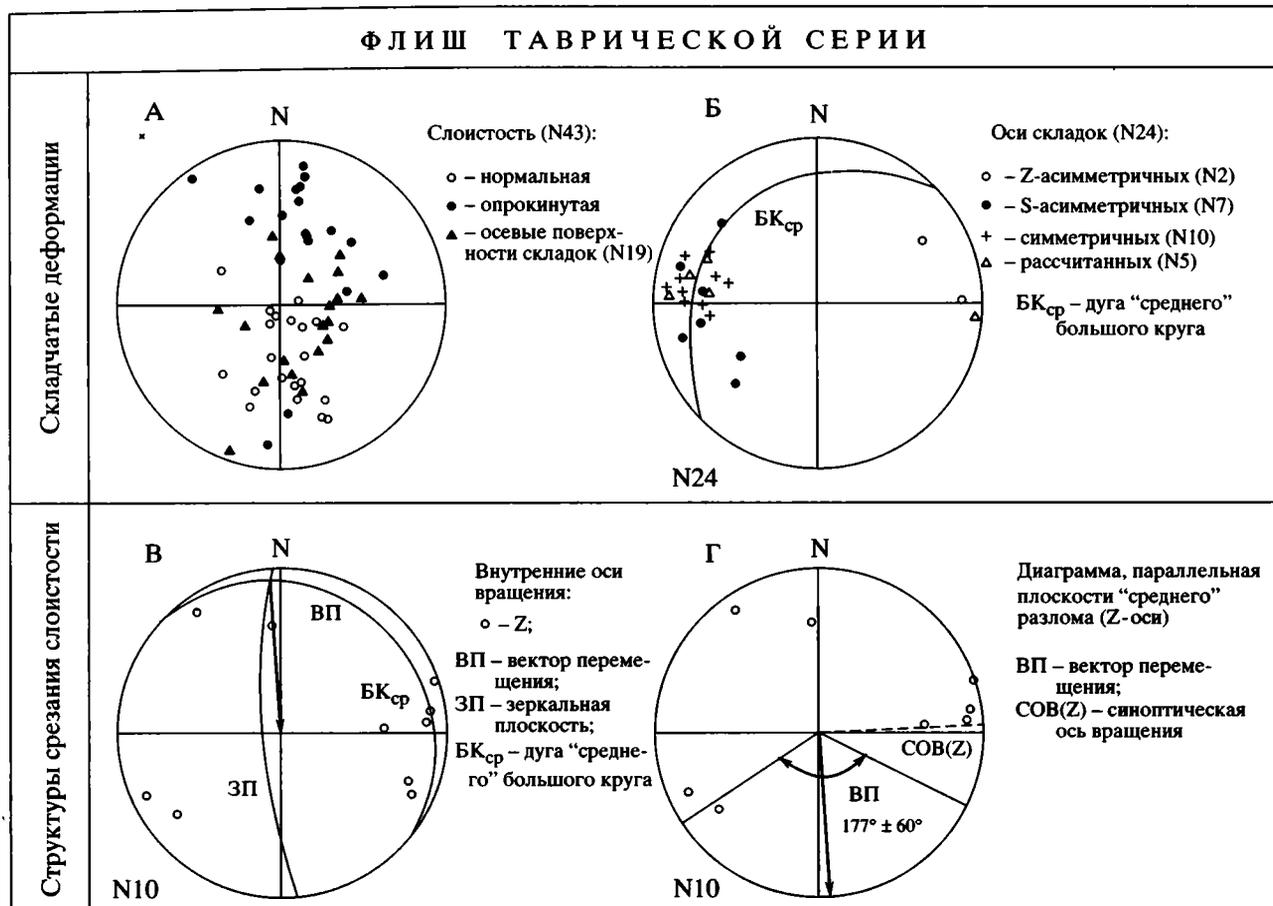


Рис. 6. Данные структурно-кинематического анализа для флишиондных пород таврической серии (Южный берег Крыма, см. рис. 5).

Все структурные элементы показаны на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм. Ориентировка плоскостных структурных элементов (слоистость, кливаж, осевая поверхность складки) показана как ориентировка полюса (нормали), линейные структурные элементы (ось складки, ось вращения) – в соответствии с их склонением и наклоном.

А–В – диаграммы: А – полюсов слоистости и осевых поверхностей складок, Б – осей складок, В – внутренних осей вращения для структур срезания слоистости; Г – Z-трансформированные оси вращения в проекции на “усредненную” плоскость разлома. ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия.

среднее векторов перемещения для локальных структур (см. табл. 1) в плоскости “усредненного” разлома, имеет оценку  $171^\circ \pm 47^\circ$ . Синоптический вектор перемещения, рассчитанный как перпендикуляр к синоптической оси вращения в плоскости “усредненного” разлома, соответствует  $177^\circ \pm 60^\circ$  (см. рис. 6, Г). Значения вектора, полученные первым и вторым методом, весьма близки, но мы предпочитаем вторую оценку.

Перемещение висячих крыльев внутриформационных надвигов в отложениях таврической серии, согласно анализу структур срезания слоистости, происходило в южном направлении. Этот результат подтверждается другими структурными данными (см. рис. 6, А, Б), в частности, такими широко используемыми кинематическими инди-

каторами, как асимметричные складки или складки волочения (см. рис. 6, Б).

### Обсуждение

Опыт авторов статьи показывает, что структуры срезания слоистости разломом, наблюдающиеся достаточно часто в деформированных слоистых толщах одних регионов, могут отсутствовать или встречаться редко в аналогичных комплексах других регионов. По существовавшим ранее представлениям в слоистой толще в условиях горизонтального сжатия надвиги возникают на стадии общего сплющивания, когда исчерпываются возможности компенсации продольного укорочения толщи смятием слоев в складки [1]. Однако исследования последних лет, в частности, физическое, математическое моде-

**Таблица 2.** Ориентировки плоскостных элементов в структурах срезания слоистости, вычисленные локальные внутренние оси вращения и векторы перемещения (отложения таврической серии, южный берег Крыма)

Тип крыла <sup>1</sup>	Ориентировка слоистости		Нор./опр. <sup>2</sup>	Ориентировка разлома		Нор./опр. <sup>3</sup>	Внутренняя ось вращения		Угол <sup>4</sup>	Вектор перемещения	
	AD	A		AD	A		D	I		D	I
ВК	225	40	Н	270	20	Н	111	-19	29	199	+7
ВК	40	46	Н	325	40	Н	355	+36	49	74	-15
ЛК	285	32	Н	244	21	Н	232	+21	21	341	-3
ЛК	250	39	Н	220	49	Н	88	-38	23	155	+26
ВК	200	29	Н	188	47	Н	86	-13	19	163	+44
ВК	230	12	Н	313	16	Н	82	-10	19	174	-12
ВК	14	49	Н	22	73	Н	116	-14	25	221	-46
ВК	165	51	О	176	15	Н	72	+4	36	161	+15
ВК	165	47	Н	183	22	Н	245	+11	27	144	+45
ЛК	350	13	Н	287	15	Н	325	+12	15	53	-9

Примечания. AD – азимут и A – угол падения плоскостного структурного элемента; D – склонение и I – наклонение оси или вектора. Положительное значение наклонения – проекция направления на нижнюю полусферу, отрицательное – на верхнюю.  
<sup>1</sup>: ЛК – лежащее, ВК – висячие крылья; <sup>2</sup> – падение слоистости в срезаемом крыле: Н – нормальное, О – опрокинутое; <sup>3</sup> – падение слоистости, параллельной разлому; <sup>4</sup> – угол между плоскостью разлома и поверхностью срезаемой слоистости. Вектор перемещения (для локальной структуры) рассчитан как линия пересечения плоскости разлома и плоскости, ортогональной внутренней оси вращения. Жирным шрифтом показаны данные о структурах, использованные для построения рис. 4, А–Г.

лирование структур и натурные наблюдения, показывают, что формирование надвигов (структур срезания слоистости как частный случай) возможно не только на стадии общего сплющивания. Для того чтобы деформация реализовывалась посредством образования структур срезания слоистости, необходимы определенные условия. К таким условиям относятся: 1) вещественный состав отложений, 2) РТ-условия (т.е. структурная глубина деформации), 3) скорость деформации и 4) характер фундамента. Соотношение этих четырех условий, в первую очередь, определяет, будут ли формироваться складчатые формы посредством изгиба слоев или будут образовываться надвиги в результате скальвания.

**Вещественный состав.** Способность слоистой толщи деформироваться тем или иным образом зависит от ее вещественного состава [7]; так, “результаты моделирования показали, что при определенном сочетании таких параметров, как контраст вязкости соседних слоев, способность их проскальзывать друг относительно друга, их мощность, энергетически более выгодным становится образование надвигов уже на первых этапах деформирования. В слоистой толще могут формироваться слепые надвиги, сместитель которых не выходит на дневную поверхность, затухая в маловязком слое или на границе облегченного скольжения слоев” [3, с. 11]. Таким образом, моделирование и натурные наблюдения подтверждают, что в слоистых (флишоидных) толщах достаточно часто деформации реализуются

посредством образования структур срезания слоистости. Другой важной характеристикой вещественного состава слоистых толщ является состояние вещества, т.е. степень литификации, что напрямую связано с РТ-условиями, в которых находилась толща.

**РТ-условия (структурная глубина деформации).** Для того чтобы в слоистой толще могли проявиться хрупкие, надвиговые деформации, породы толщи должны пройти стадию диагенеза и находиться в области низких температур (<200°C) и давлений, т.е. в близповерхностных условиях. Доказательством этому служит отсутствие значительных метаморфических изменений флишоидных пород Укэляятской зоны и таврической серии. В песчаниках флишоидного комплекса, изученного в пределах Укэляятской зоны (см. выше), практически отсутствует кливаж, образующийся при растворении зерен под давлением [21]. Детритовые цирконы, выделенные из песчаников Укэляятской зоны, не испытали нагрева выше ~180–240°C после осаждения в бассейне, это подтверждено методом трекового датирования [9, 15, 16]. Детритовые апатиты из тех же пород нагревались до температуры ~60–120°C после осаждения [16], значит, структурная мощность перекрывавших пород не превышала ~3–4 км в условиях нормального температурного градиента (25° С/км). Все приведенные прямые и косвенные данные указывают, что формирование структур срезания слоистости происходит преимущественно в близ-

поверхностных условиях при низких температурах и давлениях.

*Скорость деформации.* Хрупкие деформации превалируют над складчатыми при повышенных скоростях геологических процессов. Примеры, приведенные в статье, взяты из регионов с активной геодинамикой. Отложения Укэляятской зоны деформированы в области конвергенции океанической и континентальной литосферы, а отсутствие четко выраженного кливажа типа растворения под давлением [21] подтверждает предположение о высокой скорости деформации при формировании структур Укэляятской зоны.

*Характер фундамента.* Физическое моделирование процесса деформирования слоистых толщ показало, что значительное влияние на формирование надвигов оказывает присутствие в основании толщи жесткого фундамента [3]. Жесткое основание препятствует образованию складок, мешая развитию синклиналей, необходимому для компенсации воздымания смежных с ними антиклиналей [4]. "В толще, находящейся вблизи фундамента и состоящей из слоев различной вязкости, возможна смена пластического изгиба слоев на образование слепых надвигов в нижних ее частях" [3, с. 12]. По-видимому, роль жесткого фундамента могут играть любые комплексы, имеющие суммарную вязкость, превышающую вязкость перекрывающих пород. В нашем случае отложения Укэляятской зоны формировались у подножия и на террасах континентального склона; вероятно, жесткий континентальный фундамент сыграл свою роль при образовании деформаций.

Таким образом, присутствие структур срезаний слоистости в той или иной слоистой толще предполагает, что их формирование происходило в строго определенных условиях: в близповерхностных условиях, при значительной скорости деформации, на жестком структурном фундаменте.

### Выводы

1. Метод анализа структур срезания слоистости разломом при определенных допущениях позволяет определять кинематику разрывных нарушений в слоистых толщах, а массовые замеры структур срезания слоистости и их соответствующая обработка дают возможность оценить направление регионального тектонического транспорта.

2. Опробование метода анализа структур срезания слоистости на двух геологических объектах показало, что он дает результаты, сходные с результатами, полученными другими структурно-кинематическими методами. Это подтверждает правильность сделанных допущений и позволяет

использовать метод для реконструкций геодинамики различных регионов.

3. Структуры срезания слоистости разломом формируются в слоистых толщах, где существует контраст вязкости соседних слоев и способность их проскальзывать друг относительно друга. Эти структуры образуются в толщах, прошедших стадию диагенеза и находящихся при низкой температуре (<200°C) и давлении. Надвиговые деформации преобладают над складчатыми при значительных скоростях деформаций. Значительное влияние на формирование надвигов оказывает присутствие в основании толщи жесткого фундамента.

Авторы выражают благодарность Г.В. Ледневой и Дж.И. Гарверу за помощь в проведении полевых работ и весьма признательны рецензентам В.С. Буртману и А.В. Лукьянову, критические замечания которых способствовали улучшению рукописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64525) и NSF EAR 94-18989 и 94-18990.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Недра, 1986. 192 с.
2. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А. Мазаровича и В.С. Милеева. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.
3. Голев М.Б. Результаты физического моделирования процесса образования надвигов в слоистых толщах в условиях горизонтального сжатия // Геологические исследования литосферы. М.: Ин-т литосферы РАН, 1995. С. 11–12.
4. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
5. Гончаров М.А., Фролова Н.С. Моделирование процесса формирования шарьяжей с применением ЭВМ // Вестн. МГУ. Серия 4. Геология. 1995. № 3. С. 49–60.
6. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемиоценовых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Советская геология. 1975. № 12. С. 53–65.
7. Методы моделирования в структурной геологии // М.: Недра, 1988. 222 с.
8. Соловьев А.В. Геологическое строение и кинематика Ватыно-Вывенского надвига (Корякское нагорье) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1997. 24 с.
9. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666–668.

10. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В. Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 71–79.
11. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geoph. Res. 1984. Vol. 89. P. 5835–5848.
12. Bogdanov N.A., Til'man S.M., Chelhovich V.D. Late Cretaceous-Cenozoic history of the Koryak-Kamchatka region and the Commander basin of the Bering Sea // International Geology Review. 1990. Vol. 32. № 12. P. 1185–1201.
13. Chester F.M., Logan J.M. Composite planar fabric of the gouge from the Punchbowl Fault, California // J. Structural Geol. 1987. Vol. 9. P. 621–634.
14. Cowan D.S., Brandon M.T. A symmetry-based method for kinematic analysis of the large-slip brittle fault zones // Am. J. Science. 1994. Vol. 294. P. 257–306.
15. Garver J.I., Bullen M.E., Brandon M.T., Soloviev A.V., Ledneva G.V., Bogdanov N.A. Age and thermal history of the Ukelayat flysch and its bearing on the timing of collision of the Olutorsky terrane, Northern Kamchatka, Russian Far East // 6-th International Zoneshain Conference. Moscow, Russia. 1998. P. 173–174.
16. Garver J.I., Bullen M.E., Brandon M.T., Soloviev A.V. Source of Ukelayat flysch and collision of the Olutorsky arc, Northern Kamchatka, Russian Far East // GSA. Abstracts with programs. 1998. Vol. 30. № 7. P. 296.
17. Hancock P.L. Brittle microtectonics: principles and practice // J. Structural Geol. 1985. Vol. 7. P. 437–457.
18. Logan J.M., Friedman M., Higgs N., Dengo C., Shimamoto T. Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones // Proceeding of Conference VIII on Analysis of Actual Fault Zones in Bedrock: U.S. Geological Survey. Open-File Report 79-1239. 1979. P. 305–343.
19. Mileev V.S., Rozanov S.B. The structure and tectonic evolution of the mountain Crimea // 5th Zoneshain conference on plate tectonics. Programme and abstracts. Moscow: GEOMAR, 1995. P. 81.
20. Morgenstern N.R., Tchalenko J.S. Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear // Geotechnique. 1967. Vol. 17. P. 309–328.
21. Rumthun A., Brandon M.T., Ring U. Fabric analysis in the Ukelayat Flysch in the footwall of the Vatyna thrust Zone, Kamchatka, Russia: Sedimentary or Tectonic Fabrics? EUG9. Abstract. Supplement № 1. Terra Nova. 1997. Vol. 9. P. 377.
22. Suppe J. Principles of structural geology. Englewood Cliffs. Prentice-Hall, Inc., 1985. 537 p.
23. Twiss R.J., Gefell N.J. Curved slickenfiber: a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite // J. Structural Geol. 1990. Vol. 12. P. 471–481.

Рецензенты: В.С. Буртман, А.В. Лукьянов

## Cutoff Method for Kinematic Analysis of Faults in Bedded Sequences

A. V. Solov'ev\* and M. T. Brandon\*\*

\*Institute of the Lithosphere of Marginal and Inner Seas, Russian Academy of Sciences,  
Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109017 Russia

\*\*Yale University, 210 Whitney Avenue, P.O. Box 208109, New Haven, USA

**Abstract**—A new kinematic method, cutoff analysis, enables the reconstruction of fault kinematics in bedded sequences. Nappe (fault) zones formed in a setting of progressive non-coaxial deformation are characterized by monoclinic symmetry. This postulate provides an opportunity to estimate relative transport direction at a regional scale from synoptic stereographic analysis of cutoff structures. The method was applied to two geological sites. The obtained data were similar to those obtained by other fault-kinematic methods. This attests to the truth of our premises and the applicability of the new method to geodynamic reconstructions in various regions. Cutoff structures develop in specific settings, in near-surface bedded sequences resting upon a rigid structural basement, and at considerable deformation rates.

Сдано в набор 07.04.2000 г.

Подписано к печати 11.06.2000 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отг. 4.2 тыс.

Уч.-изд. л. 11.9

Бум. л. 6.0

Тираж 332 экз.

Зак. 3731

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,

Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117864, Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Международная академическая издательская компания “Наука/Интерпериодика” информирует о том, что завершился конкурс на лучшие публикации 1999 года в издаваемых ею журналах.

Лауреатами Премий МАИК “Наука/Интерпериодика” за 1999 год по группе наук о Земле стали авторы следующих публикаций:

## Г Л А В Н А Я П Р Е М И Я

*Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А., Пуцаровский Д.Ю., Руженцев С.В.*

Цикл статей по глубинной тектонике Земли.

“Геотектоника”, “Доклады Академии наук”

## П Р Е М И И

*1. Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н., Вейс А.Ф., Артемова А.В.*

“Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2.3–2.06 млрд. лет назад”

“Стратиграфия. Геологическая корреляция”

*2. Дымников В.П.*

“О предсказуемости изменений климата”

“Известия АН. Физика атмосферы и океана”

*3. Добрецов Н.Л.*

“Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: иллюзия или важная геологическая закономерность”

“Петрология”

*4. Диденко А.Н.*

Цикл работ по эволюции палеоокеанических бассейнов фанерозоя.

“Физика Земли”

*5. Кошляков М.Н., Сажина Т.Г., Гольдин А.Ю., Романов А.А., Романов Ю.А., Тараканов Р.Ю.*

Цикл работ, посвященный проблемам климата и циркуляции вод тихоокеанской Антарктики.

“Океанология”

*6. Батулин Г.Н., Покровский Б.Г., Люка Ж., Прево-Люка Л.*

Цикл статей, посвященный широкому спектру теоретических и экспериментальных проблем фосфогенеза.

“Литология и полезные ископаемые”, “Доклады Академии наук”

*7. Томсон И.Н.*

Цикл статей, посвященных металлогении рифтогенных зон фанерозоя.

“Геология рудных месторождений”, “Доклады Академии наук”

*8. Анцыферов С.М., Дебольский В.К., Неймарк Р.В., Сеземан Н.А., Бреховских В.Ф., Дебольская Е.И., Мородасов М.А., Долгополова Е.Н., Решетков А.Б., Котляков А.В.*

Цикл работ, рассматривающих динамику распространения примесей в водных потоках.

“Водные ресурсы”

**Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках**

Акустический журнал  
Астрономический вестник  
Астрономический журнал  
Биология моря  
Биоорганическая химия  
Биофизика  
Биохимия  
Вестник РАН  
Водные ресурсы  
Вопросы ихтиологии  
Высокомолекулярные соединения

Генетика  
Геомагнетизм и аэронавигация  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника  
Геохимия  
Геоэкология  
Доклады Академии наук

Журнал аналитической химии  
Журнал вычислительной математики  
и математической физики  
Журнал неорганической химии  
Журнал общей химии  
Журнал органической химии  
Журнал прикладной химии  
Журнал технической физики  
Журнал физической химии  
Журнал эволюционной биохимии и физиологии  
Журнал экспериментальной и теоретической физики  
Защита металлов  
Известия АН. Серия биологическая  
Известия АН. Теория и системы управления  
Известия АН. Физика атмосферы и океана  
Кинетика и катализ  
Коллоидный журнал  
Координационная химия  
Космические исследования  
Кристаллография  
Литология и полезные ископаемые  
Микробиология  
Микроэлектроника  
Молекулярная биология  
Неорганические материалы  
Нефтехимия  
Океанология  
Онтогенез  
Оптика и спектроскопия  
Палеонтологический журнал  
Петрология  
Письма в Астрономический журнал  
Письма в Журнал технической физики  
Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики  
Почвоведение  
Приборы и техника эксперимента  
Прикладная биохимия и микробиология  
Проблемы прогнозирования  
Программирование  
Радиохимия  
Радиотехника и электроника  
Стратиграфия. Геологическая корреляция  
Теоретические основы химической технологии  
Теплофизика высоких температур  
Теплоэнергетика  
Труды Математического института имени В.А. Стеклова  
Физика Земли  
Физика и техника полупроводников  
Физика и химия стекла  
Физика металлов и металловедение  
Физика плазмы  
Физиология растений  
Физика твердого тела  
Физика элементарных частиц и атомного ядра  
Физиология человека  
Химия высоких энергий  
Экология  
Электрохимия  
Энтомологическое обозрение  
Ядерная физика

*Acoustical Physics*  
*Solar System Research*  
*Astronomy Reports*  
*Russian Journal of Marine Biology*  
*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*  
*Biophysics*  
*Biochemistry (Moscow)*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*  
*Journal of Ichthyology*  
*Polymer Science. Series A*  
*Polymer Science. Series B*  
*Polymer Science. Series C*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geomagnetism and Aeronomy*  
*Geology of Ore Deposits*  
*Geotectonics*  
*Geochemistry International*  
*Environmental Geoscience*  
*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,*  
*Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,*  
*Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,*  
*Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,*  
*Doklady Physics*  
*Doklady Earth Sciences*  
*Journal of Analytical Chemistry*  
*Computational Mathematics and Mathematical Physics*

*Russian Journal of Inorganic Chemistry*  
*Russian Journal of General Chemistry*  
*Russian Journal of Organic Chemistry*  
*Russian Journal of Applied Chemistry*  
*Technical Physics*  
*Russian Journal of Physical Chemistry*  
*Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology*  
*Journal of Experimental and Theoretical Physics*  
*Protection of Metals*  
*Biology Bulletin*  
*Journal of Computer and Systems Sciences International*  
*Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*  
*Kinetics and Catalysis*  
*Colloid Journal*  
*Russian Journal of Coordination Chemistry*  
*Cosmic Research*  
*Crystallography Reports*  
*Lithology and Mineral Resources*  
*Microbiology*  
*Russian Microelectronics*  
*Molecular Biology*  
*Inorganic Materials*  
*Petroleum Chemistry*  
*Oceanology*  
*Russian Journal of Developmental Biology*  
*Optics and Spectroscopy*  
*Paleontological Journal*  
*Petrology*  
*Astronomy Letters*  
*Technical Physics Letters*  
*Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters*  
*Eurasian Soil Science*  
*Instruments and Experimental Techniques*  
*Applied Biochemistry and Microbiology*  
*Studies on Russian Economic Development*  
*Programming and Computer Software*  
*Radiochemistry*  
*Journal of Communications Technology and Electronics*  
*Stratigraphy and Geological Correlation*  
*Theoretical Foundations of Chemical Engineering*  
*High Temperature*  
*Thermal Engineering*  
*Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics*  
*Izvestiya, Physics of the Solid Earth*  
*Semiconductors*  
*Glass Physics and Chemistry*  
*The Physics of Metals and Metallography*  
*Plasma Physics Reports*  
*Russian Journal of Plant Physiology*  
*Physics of the Solid State*  
*Physics of Particles and Atomic Nuclei*  
*Human Physiology*  
*High Energy Chemistry*  
*Russian Journal of Ecology*  
*Russian Journal of Electrochemistry*  
*Entomological Review*  
*Physics of Atomic Nuclei*

**Журналы МАИК "Наука/Интерпериодика", выходящие в свет на английском языке**

*Laser Physics*  
*Pattern Recognition and Image Analysis*  
*Russian Journal of Mathematical Physics*