

Номер 5

Сентябрь - Октябрь 1994

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор  
Ю.М. Пуцаровский



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



МАИК НАУКА

*Российская академия наук*

# **ГЕОТЕКТОНИКА**

№ 5 1994 Сентябрь - Октябрь

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

М.Е. Артемьев, Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,  
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,  
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,  
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, А.В. Чекунов (Украина), 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

M.E. Artemyev, E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov (Ukraine),  
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, 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; Telex: 411 848 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС.*

**Москва**  
**Международная академическая**  
**издательская компания "Наука"**

---

© Российская академия наук.  
Отделение геологии, геофизики,  
геохимии и горных наук.  
Геологический институт, 1994 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 5, 1994

---

---

|  |    |
|--|----|
| Горячий пояс ранней Земли и его эволюция<br><i>М. З. Глуховский, В. М. Моралев, М. И. Кузьмин</i>  | 3  |
| Признаки молодой тектонической активности в зонах Южно-Азовского и Керченского разломов<br><i>А. А. Никонов</i>  | 16 |
| Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия)<br><i>В. В. Ярмолюк, В. Г. Иванов, В. И. Коваленко, В. С. Самойлов</i> | 28 |
| Структурная эволюция юго-западного обрамления Омолонского массива в юрское время<br><i>Л. А. Савостин, Г. Е. Бондаренко, В. Г. Сафонов, В. Э. Павлов</i>                               | 46 |
| Результаты Rb-Sr датирования динамометаморфических пород Пенжинского хребта Камчатки<br><i>В. И. Виноградов, Р. М. Юркова, С. Д. Соколов, М. И. Буякайте, Б. И. Воронин</i>            | 63 |
| Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (палеоцен - плейстоцен)<br><i>Г. Л. Кашинцев</i>  | 70 |

---

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

|  |    |
|--|----|
| Миф об Урало-Оманском линеаменте<br><i>Ю. Г. Леонов</i>  | 82 |
| Особенности современной геодинамики Терско-Сунженского района (Восточное Предкавказье)<br><i>Н. А. Касьянова</i> | 85 |

---

## ДИСКУССИИ

|  |    |
|--|----|
| Адвекционная гипотеза складкообразования на Большом Кавказе в свете данных о деформациях его фундамента (по поводу статьи В.Н. Шолпо "Гипотеза адвекции и структура ядерной части инверсионных антиклинорий Большого Кавказа")<br><i>М. Л. Сомин</i> | 91 |
| "Простая логика" и гипотеза адвекции<br><i>В. Н. Шолпо</i>   | 95 |

---

---

# CONTENTS

(English-language abstracts are printed at the end of each article)

---

---

Number 5, 1994

---

---

|   |    |
|---|----|
| Hot Belt of the Early Earth and Its Evolution<br><i>M. Z. Glukhovskii, V. M. Moralev, M. I. Kuz'min</i>   | 3  |
| Signs of the Recent Tectonic Activity in South-Azov<br>and Kertch Faults (Crimea)<br><i>A. A. Nikonov</i>   | 16 |
| Dynamics of Forming and Magmatism of the Late Mesozoic - Cenozoic<br>Hot Spot in the Mantle, Southern Khangai (Mongolia)<br><i>V. V. Yarmolyuk, V. G. Ivanov, V. I. Kovalenko, V. S. Samoilov</i> | 28 |
| Structural Evolution of the South-Western Framing<br>of Omolon Massif in Jurassic Time<br><i>L. A. Savostin, G. E. Bondarenko, V. G. Safonov, V. E. Pavlov</i>                                    | 46 |
| Rb-Sr Dating Results for Dynamometamorphic Rocks<br>of the Penzhinskii Range, Kamchatka<br><i>V. I. Vinogradov, R. M. Yurkova, S. D. Sokolov, M. I. Buyakaite, B. I. Voronin</i>                  | 63 |
| Magmatism, Geological History and Sea-Floor Geodynamics<br>of the Indian Ocean: Paleocene - Pleistocene<br><i>G. L. Kashintsev</i>  | 70 |

---

## IN BRIEF

|  |    |
|--|----|
| The Myth about the Urals-Oman Lineament<br><i>Yu. G. Leonov</i>  | 82 |
| Peculiarities of Modern Geodynamics in the Terek-Sunzha Region<br>(Eastern Ciscaucasia)<br><i>N. A. Kas'yanova</i> | 85 |

---

## DISCUSSIONS

|   |    |
|---|----|
| The Advection Hypothesis on Folding in the Greater Caucasus<br>as Indicated by Data on Its Basement's Deformations<br>(Comments to the Sholpo's Paper "An Advection Hypothesis and Structure<br>of the Core of Inversion Anticlinoria in the Greater Caucasus")<br><i>M. L. Somin</i> | 91 |
| A "Simple Logic" and Hypothesis of Advection<br><i>V. N. Sholpo</i>   | 95 |

---

---

**ГОРЯЧИЙ ПОЯС РАННЕЙ ЗЕМЛИ И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ**

© 1994 г. М. З. Глуховский\*, В. М. Моралев\*, М. И. Кузьмин\*\*

\*Институт литосферы РАН, Москва

\*\*Институт геохимии им. В.И. Вернадского СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 29.12.93 г.

Анализ пространственного расположения современных горячих точек, результатов палеомагнитных и сравнительно-планетологических исследований, а также современных представлений об особенностях тектонической эволюции в раннем докембрии позволяет прийти к выводу о возникновении на ранних стадиях развития Земли приэкваториального горячего пояса и о его относительно высокой стабильности в последующие эпохи. На ранних этапах в этом поясе мантийного апвеллинга создавались условия наивысшей флюидной и термальной активности, когда сначала в режиме плюм-тектоники происходило формирование протоконтинента (4.6 - 2.0 млрд. лет), а затем, при переходе к условиям плейт-тектоники, его распад (2.0 - 1.0 млрд. лет). Рассеивание горячих точек в фанерозое и образование двух крупных горячих полей связываются с перестройкой конвективных потоков и отвечают современной двучастной системе конвекции в мантии.

Развитие теории тектоники литосферных плит требует все более глубокого внимания к процессам, протекающим в мантии и определяющим основные черты тектонической эволюции литосферы. Одним из индикаторов таких процессов являются горячие точки, выраженные многочисленными и полихронными проявлениями магматизма. Они теснейшим образом связаны с вертикальным подъемом глубинного вещества, зарождающегося на границе ядра и нижней мантии [16, 45]. Проблемы внутриплитного магматизма: его размещение во времени и пространстве, равно как и вопросы глубинной геодинамики являлись в последние годы предметом пристального внимания Л.П. Зоненшайна [14 - 16, 61]. В одной из последних работ Л.П. Зоненшайна отмечается, что "на Земле протекают три типа процессов: во-первых, тектоника литосферных плит; во-вторых, глобальная мантийная и, очевидно, двухъярусная конвекция; в-третьих, процессы на границе ядро-мантия с выделением мощной энергии" [16, с. 10]. Именно с последними связываются интенсивные вертикальные перемещения глубинного вещества и явления внутриплитного магматизма на Земле. На Венере тектоника плит не проявлена, но вместе с тем отчетливо выражены процессы вертикального переноса глубинного вещества [16, 21, 32, 35, 38, 42, 49, 56]. Вполне возможно, что историю геологического развития Венеры, отраженную в ее специфических структурах, можно сравнивать с ранними этапами тектонической эволюции Земли [28]. В связи с этим представляется весьма актуальным проведение сравнительного планетологического анализа как одного из возможных направлений исследования

проблемы горячих точек ранней Земли и их эволюции во времени и пространстве.

**ТЕКТОНИКА ГОРЯЧИХ ТОЧЕК ЗЕМЛИ**

Анализ пространственного размещения проявлений внутриплитного магматизма, проведенный с учетом палинспастических реконструкций, показал, что по крайней мере в течение последних 180 млн. лет положение горячих точек относительно полюсов Земли было стабильным [14 - 16, 61]. При этом отмечается рассредоточенность горячих точек, которые образуют две крупные (Африканскую и Тихоокеанскую) и две малые (Центральноазиатскую и Тасманскую) области. Вместе с тем на схеме расположения разновозрастных горячих полей мезозоя и кайнозоя (рис. 1) видно, что их наибольшее перекрытие приурочено к зоне экватора, ограниченной широтами  $\pm 35^\circ$ . Подсчеты показали, что в этой зоне действительно сосредоточено 65% всех горячих точек [30], остальные поровну рассеяны в более высоких и низких широтах (табл. 1).

Детальная картина распределения горячих точек Земли относительно широт видна и на гистограмме (рис. 2а), на которой приведены как данные по 45 современным горячим точкам [57], так и результаты подсчета по 117 горячим точкам [30]. В обоих случаях видно, что пики распределения горячих точек Земли отвечают зоне широт  $\pm 35^\circ$ . В то же время заметно их преобладание в северных широтах по отношению к южным. Вполне естественно возникает вопрос о том, не уходит ли подобный феномен (приуроченность мантийных плюмов к приэкваториальному поясу Земли)

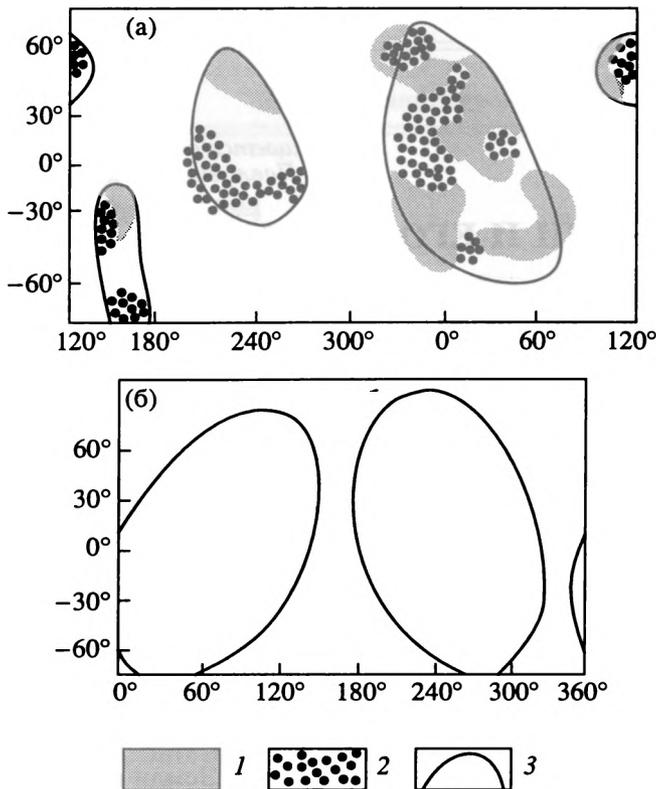


Рис. 1. Положение горячих полей Земли (а) [15, 16] и контуры глобального распределения 90% вулканических центров на Венере (б) [33] с изменениями.

1, 2 – области сгущения проявлений внутриплитового магматизма на Земле мезозоя и кайнозоя: 1 – однократного, 2 – многократного; 3 – контуры горячих полей Земли и распределения вулканических центров Венеры.

вглубь ее истории (1.0 - 4.6 млрд. лет), когда в этом поясе мог формироваться докембрийский суперконтинент [51]. Надо отметить, что теоретически такое положение протоконтинента обосновывалось и ранее по результатам палеомагнитных из-

Таблица 1. Распределение горячих точек Земли [30], вулканов и корон Венеры [39] в поясах широт  $\pm 35^\circ$  и более  $\pm 35^\circ$

|   | Земля               |      |      |      | Венера                 |      |      |      |
|---|---------------------|------|------|------|------------------------|------|------|------|
|   | горячие точки (117) |      |      |      | вулканы и короны (250) |      |      |      |
|   | S                   | N    | N'   | D    | S                      | N    | N'   | D    |
| 1 | 2.6                 | 76   | 65   | 29   | 2.45                   | 163  | 65   | 67   |
| 2 | 2.5                 | 41   | 35   | 16   | 2.35                   | 87   | 35   | 37   |
| 3 | 1.04                | 1.85 | 1.86 | 1.81 | 1.04                   | 1.87 | 1.86 | 1.81 |

Примечание. 1 – данные, относящиеся к приэкваториальной полосе  $\pm 35^\circ$ ; 2 – данные, относящиеся к областям северных и южных широт (более  $\pm 35^\circ$ ); 3 – отношение показателей 1/2; S – площади поверхностей в  $\text{п} \times 10^8 \text{ км}^2$ ; N – количество горячих точек, вулканов, корон; N' – то же в процентах; D – относительная плотность горячих точек (вулканов, корон): N/S.

мерений [47], которые заслуживают внимания, несмотря на известные ограничения применимости этого метода к раннему докембрию, а также расчетами энергетического баланса ранней Земли [26], особенностями гранитообразования в докембрии и данными сравнительной планетологии [9].

Анализ тектоники раннего докембрия с позиций нуклеарной концепции данных палеомагнетизма и геохимии докембрийских метаботазитов в сравнении с фанерозойскими траппами (как наиболее яркими предоставителями внутриплитового магматизма) позволяют более полно осветить проблему горячих точек ранней Земли.

В соответствии с основными положениями нуклеарной модели эволюции докембрийской литосферы [8], ее наращивание по вертикали и разрастание по латерали протекали несколько асинхронно по времени [22] и неравномерно в пространстве, но тем не менее к рубежу 1.6 млрд. лет было образовано 97% континентальной коры, причем большая ее часть в архее (до 2.6 млрд. лет) [46]. Процессы докембрийского корообразования наиболее интенсивно проявились в пределах разновеликих оvoidных структур, превращенных в итоге в сиалические ядра-нуклеары с мощной континентальной корой (до 50 км), и менее интенсивно – в интернуклеарных областях, где сформировалась эндербит-базитовая и базитовая кора, обладающая относительно меньшей мощностью (до 30 км).

Судя по составу структурно-вещественных комплексов раннего докембрия, степени их метаморфизма, особенностям магматизма и стиля тектоники, формирование самой древней континентальной коры осуществлялось в часто меняющихся обстановках растяжения и сжатия, в режимах высоких тепловых и флюидных потоков, а на самых первых этапах, возможно, и на фоне повышенной метеоритной активности. Все это привело на ранней стадии становления континентальной коры к интенсивному частичному плавлению недеплементированной мантии, гипербазит-базитовому магматизму (первичная кора) и сопряженным по времени процессам ареальной низкокалливой эндербитизации (3.7 - 3.5 млрд. лет). Последняя была связана с переработкой первичной базитовой коры в условиях высоких давлений, температур и восстановительного флюидного режима [9]. На этой, вначале примитивной эндербит-базитовой, а затем и более зрелой континентальной коре, в пределах нуклеаров, происходило формирование полихронных рифтогенных структур и (или) протоплатформенных прогибов. К первым, например, относятся зеленокаменные пояса разных поколений: первого – типа Исуа (древнее 3.5 млрд. лет) и Барбертон (3.5 - 3.2 млрд. лет), второго – типа Булавайо, Сьюперитор или Олондинского (3.0 - 2.6 млрд. лет) и третьего – протерозойские пояса Индии (2.4 - 2.2 млрд. лет) [31]. Протоплатформенные прогибы также формировались

в разное время: одни почти одновременно с зеленокаменными поясами первого поколения, но в разных районах, например, область развития гнейсовых супракрустальных серий Алданского и Анабарского щитов (3.5 - 3.2 млрд. лет), другие – после формирования зеленокаменных поясов второго поколения, например, серии Витватерсранд (2.8 - 2.5 млрд. лет) или Гурон и удоканская (2.6 - 2.0 млрд. лет). Каждый этап тектогенеза завершался гранитоидным магматизмом (ареально-купольная гранитизация, формирование крупных плутонов и т.д.), прогрессивным и регрессивным метаморфизмом, сложными, в том числе пластическими, деформациями пород основания и перекрывающих их комплексов. Все это свидетельствует о высоких тепловых и активных флюидных потоках. Корообразование в докембрии завершилось в интервале 2.0 - 1.0 млрд. лет (в различных нуклеарах в разное время) и было связано с развитием глобальных процессов термотектогенеза, приведших к переработке раннеобразованной коры и формированию систем глубинных надвигов, по которым во внешние части нуклеаров происходило внедрение анортозитов и ассоциирующих с ними высокобарических комплексов пород (гранулитовые пояса) [11].

На основании вышеизложенного очевидно, что гетерогенные сиалические ядра являются следами активности мантийных струй Земли, функционировавших на самых ранних этапах ее эволюции. Очевидно, что образовавшиеся при этом породы должны быть сходными по составу с внутриплитовыми базальтами фанерозойского этапа развития Земли, среди которых на континентах наиболее широко представлены траппы, сопоставимые с базальтами океанических островов [14]. В связи с этим проведено сравнение катархейских и архейских метабазитов Алданского щита с базальтами трапповой формации Сибири и Декана.

Древнейшие метабазиты (пироксен-плаггиоклазовые амфиболсодержащие кристаллические сланцы, мелко- и среднезернистые массивные и полосчатые) являются характерными компонентами метаморфических образований Алданского щита [10, 20]. Они встречаются в составе иенгурской и тимптоно-желтулинской серий нижнего архея в виде линзовидных и пластовых тел значительной протяженности и мощности (от нескольких десятков до первых сотен метров), залегающих согласно среди метаосадочных (глиноземистых гнейсы, кварциты, мраморы) пород. Эти супракрустальные гнейсовые серии перекрывают нестратифицируемый инфракрустальный комплекс пород, состоящий из ассоциации эндербитов и метабазитов. Последние встречаются в виде разновеликих меланократовых включений (скиалитов и ксенолитов) в эндербитах и тоналитах. Скиалиты рассматриваются как реликты наиболее древней (катархей) базит-гипербазитовой коры, подвергшейся первой в истории Земли гранити-

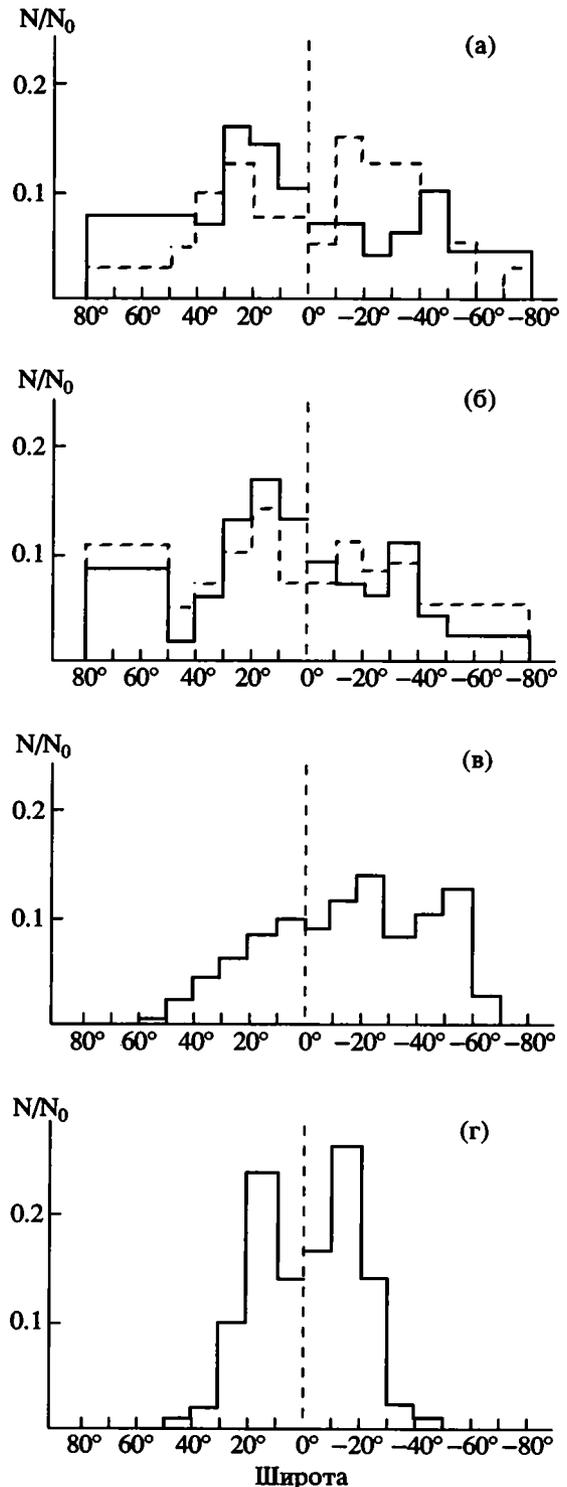


Рис. 2. Гистограммы распределения "горячих точек" на Земле (а), вулканов и корон на Венере (б), кратеров на Марсе (в) и солнечных пятен на Солнце (г).  $N_0$  – общее количество точек,  $N$  – количество точек в заданном интервале широт.

а – пунктир по [57] ( $N_0 = 45$ ), сплошная линия по [30] ( $N_0 = 117$ ); б – сплошная линия – вулканы по [39] ( $N_0 = 45$ ), пунктир – вулканы и венцы ( $N_0 = 250$ ); в – кратеры на Марсе по [60] ( $N_0 = 558$ ); г – солнечные пятна за период солнечной активности 1977 - 1987 гг. по [57] ( $N_0 = 2300$ ).

зации (низкокальциевые эндробиты с возрастом 3.6 млрд. лет). Ксенолиты метабазитов представляют собой фрагменты деформированных мафических даек (типа даек Амералик Юго-Западной Гренландии), внедрившихся между первым и вторым (эндробиты нормальной щелочности с возрастом 3.3 - 3.4 млрд. лет) этапами гранитообразования [10].

Для сопоставления с траппами Сибири и Декана использованы петрогеохимические данные (табл. 2) по выделенным разновидностям метабазитов Суннагинского купола Алданского щита. Используются также сведения о содержаниях K, U и Th из метабазитов инфракрустального комплекса Сутамского блока и супракрустальных гнейсовых серий Центральной части Алданского щита [23].

**Таблица 2.** Средние содержания окислов (%) и редких элементов (г/т) в метабазитах архея Алданского щита, траппах Сибири и Декана, базальтоидах Венеры

|                                | 1     | 2      | 3     | 4      | 5     | 6     | 7     | 8      | 9           | 10          | 11          |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------------|-------------|-------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 45.26 | 48.38  | 47.42 | 47.93  | 48.70 | 49.26 | 49.39 | 48.46  | 48.7 ± 3.6  | 45 ± 3.0    | 45.6 ± 3.2  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.84  | 0.98   | 1.04  | 0.73   | 1.36  | 1.24  | 1.71  | 2.40   | 1.25 ± 0.41 | 1.59 ± 0.45 | 0.2 ± 0.1   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13.99 | 16.88  | 15.80 | 17.21  | 14.80 | 15.77 | 14.66 | 13.56  | 17.9 ± 2.6  | 15.8 ± 3.0  | 16.0 ± 1.8  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.14  | —      | 4.05  | —      | 3.31  | 2.06  | 6.74  | 4.04   | —           | —           | 7.74 ± 1.1  |
| FeO                            | 9.53  | 11.18* | 8.46  | 10.84* | 7.28  | 10.39 | 7.25  | 9.54   | 8.8 ± 1.82  | 9.3 ± 2.25  | —           |
| MnO                            | 0.17  | 0.18   | 0.20  | 0.19   | 0.18  | 0.26  | 0.14  | 0.20   | 0.16 ± 0.08 | 0.2 ± 0.1   | 0.14 ± 0.12 |
| MgO                            | 10.41 | 7.71   | 7.59  | 8.38   | 7.30  | 7.08  | 4.23  | 6.41   | 8.1 ± 3.3   | 11.4 ± 6.2  | 11.5 ± 0.12 |
| CaO                            | 11.55 | 9.87   | 10.20 | 11.70  | 9.68  | 11.39 | 8.79  | 10.86  | 10.3 ± 1.2  | 7.1 ± 0.96  | 11.5 ± 3.7  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.39  | 2.69   | 2.75  | 2.25   | 2.37  | 2.16  | 2.95  | 2.21   | 2.4 ± 0.4   | 2.0 ± 0.5   | 2.0         |
| K <sub>2</sub> O               | 0.96  | 0.74   | 1.05  | 0.27   | 0.85  | 0.18  | 1.28  | 0.24   | 0.2 ± 0.07  | 4.0 ± 0.63  | 0.1 ± 0.08  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.07  | 0.18   | 0.23  | 0.11   | 0.11  | 0.17  | 0.40  | 0.20   | —           | —           | —           |
| п. п. п.                       | 0.89  | 0.57   | 0.65  | 0.30   | 4.00  | —     | 1.63  | 2.33   | —           | —           | —           |
| Сумма                          | 99.20 | 99.36  | 99.44 | 99.91  | 99.93 | 99.96 | 99.77 | 100.45 |             |             |             |
| Rb                             | 20    | 21     | 25    | 4      | 13    | 4.2   | 12    | 4.5    | —           | —           | —           |
| Ba                             | 145   | 258    | 296   | 128    | 190   | 93    | 150   | 86     | —           | —           | —           |
| K                              | 8000  | 6140   | 8720  | 2200   | 4650  | 1883  | 3900  | 1700   | —           | —           | —           |
| Sr                             | 238   | 471    | 334   | 438    | 220   | 236   | 250   | 240    | —           | —           | —           |
| P                              | 300   | 770    | 860   | 470    | 470   | 431   | 817   | 860    | —           | —           | —           |
| Zr                             | 72    | 73     | 84    | 38     | 150   | 97    | 165   | 146    | —           | —           | —           |
| Ti                             | 5000  | 5880   | 6300  | 4350   | 8160  | 7440  | 13440 | 14400  | —           | —           | —           |
| Y                              | 19    | 20     | 23    | 13     | 22    | 25.1  | 35    | 35     | —           | —           | —           |
| Ni                             | 300   | 119    | 105   | 97     | 125   | 42    | 120   | 100    | —           | —           | —           |
| Cr                             | 411   | 281    | 165   | 189    | 200   | 102   | 230   | 160    | —           | —           | —           |
| La                             | 8.60  | 13.10  | 17.80 | 12.4   | 12    | 7.5   | 18    | 12     | —           | —           | —           |
| Ce                             | 18.33 | 26.40  | 42.0  | 20.5   | 26    | 16.7  | 36    | 29     | —           | —           | —           |
| Nd                             | 10.10 | 13.02  | 24.45 | 11.7   | 15    | —     | 21    | 20     | —           | —           | —           |
| Sm                             | 2.60  | 3.34   | 5.75  | 2.9    | 4.4   | 3.4   | 5.4   | 5.4    | —           | —           | —           |
| Eu                             | 0.61  | 0.80   | 1.25  | 0.9    | 1.1   | 1.0   | 1.7   | 1.7    | —           | —           | —           |
| Gd                             | 2.78  | 2.88   | 4.56  | 2.3    | 4.8   | —     | 5.1   | 5.8    | —           | —           | —           |
| Er                             | 1.45  | 1.64   | 2.00  | 1.1    | 2.7   | —     | 2.8   | 3.8    | —           | —           | —           |
| Yb                             | 1.22  | 1.46   | 1.66  | 1.1    | 2.4   | 2.5   | 3.0   | 3.2    | —           | —           | —           |
| Eu/Eu*                         | 0.67  | 0.79   | 0.75  | 1.07   | 0.74  | —     | 0.99  | 0.93   | —           | —           | —           |
| (La/Yb) <sub>N</sub>           | 4.7   | 6.0    | 7.1   | 3.2    | 3.3   | 2.00  | 4.0   | 2.51   | —           | —           | —           |

Примечание. 1 - 4 - метабазиты архея Алданского щита: 1 - инфракрустального (14 проб), 2 - супракрустального (10), 3 - дайкового комплексов (11); 4 - низкокальциевые метабазиты кюриканской свиты; 5 - 6 - траппы палеозоя Сибирской платформы; 5 - высококальциевые (окислы по [13], редкие и РЗЭ по [2]), 6 - низкокальциевые по [7]; 7, 8 - кайнозойские траппы Декана: 7 - высококальциевые (окислы по [36], редкие и РЗЭ по [2]), 8 - низкокальциевые (окислы по [13], редкие и РЗЭ по [2]); 9 - 11 - базальтоиды Венеры: 9 - "Венера-14", 10 - "Венера-13", 11 - "Вега-2" [4, 5].

\* Сумма FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> как FeO. Прочерк - окисел или элемент не определялся.

Метабазиты архея, как и траппы, относятся к базальтоидам толеитовой серии, но содержащим различное количество калия. Это позволяет выделять среди траппов три разновидности: низкокалиевые, умеренно калиевые и высококалиевые

[2, 7, 13]. Метабазиты архея, среди которых также можно выделить подобные разновидности, вполне сопоставимы с траппами по многим параметрам (табл. 2, рис. 3 - 5). По отношениям содержаний U/K и Th/K (рис. 3) толеитовые метабазиты

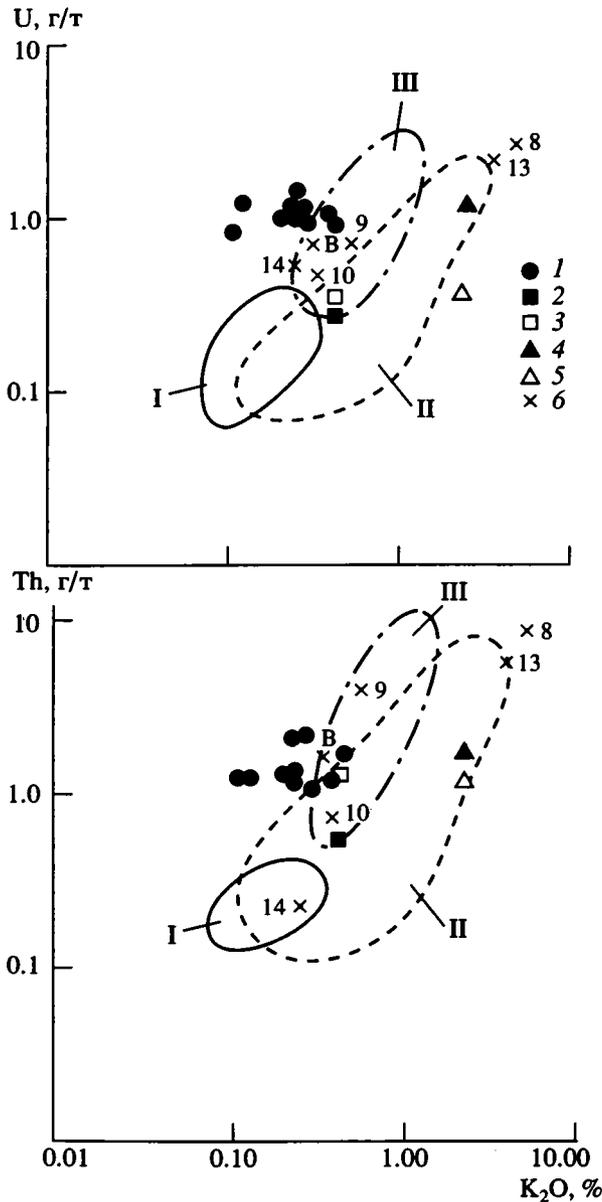


Рис. 3. Отношения U/K<sub>2</sub>O и Th/K<sub>2</sub>O для метабазитов архея и базальтоидов Венеры.

1 - 5 - метабазиты Алданского щита: 1 - 3 - толеитовые: 1 - инфракрустального комплекса Сутамского блока, 2 - верхнеалданской свиты, 3 - тимптоно-желтулинской серии, 4, 5 - щелочные: 4 - федоровской свиты, 5 - тимптоно-желтулинской серии; 6 - базальтоиды Венеры по [4, 5] (АКС "Венера-8, 9, 10, 13, 14" и АКС "Вега-2-В"). Римскими цифрами обозначены поля: I - океанических толеитов, II - дифференцированных толеитовых серий островных дуг, III - континентальных траппов и дифференцированной толеитовой серии Афарского рифта по [4, 5].

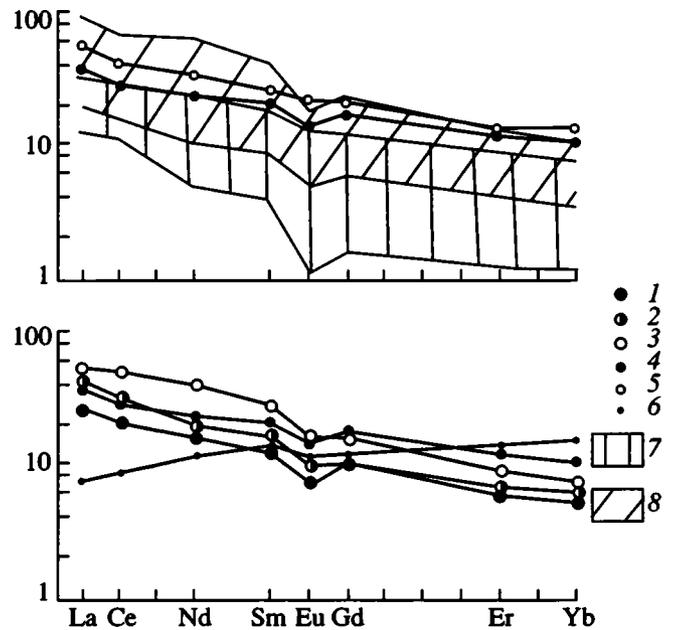


Рис. 4. Нормированные по хондриту средние содержания РЗЭ в метабазитах архея, траппах и в базальтах N-COX. 1 - 3 - метабазиты архея: 1 - инфракрустального, 2 - супракрустального комплексов, 3 - мафических даек; 4, 5 - траппы: 4 - Сибирской платформы, 5 - Декана; 6 - базальты N-COX; 7, 8 - поля метабазитов: 7 - инфракрустального и 8 - супракрустального комплексов архея.

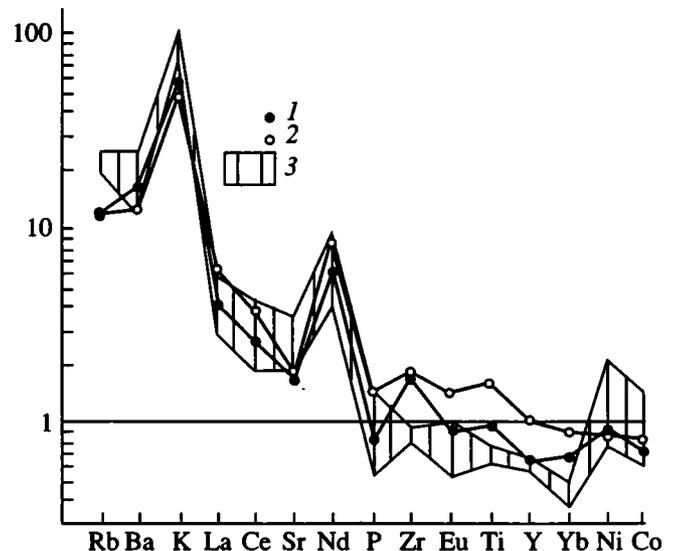


Рис. 5. Нормализованный по N-COX [25] многоэлементный график для средних содержаний в траппах Сибирской платформы (1), Декана (2) и в метабазитах инфра- и супракрустальных комплексов архея (3).

инфракрустального и супракрустального комплексов образуют рой фигуративных точек вблизи и в пределах поля траппов. Вместе с тем точки щелочных метабазитов федоровской свиты и тимптоно-желтулинской серии супракрустального комплекса обособляются от этого роя и размещаются в поле базальтоидов известково-щелочных серий активных окраин. Это еще раз подтверждает вывод о многообразии геодинамических условий и различной глубине выплавления родоначальных магм архейских метабазитов [20]. Метабазиты архея характеризуются, как и траппы, невысокой степенью дифференциации РЗЭ и слабовыраженным европиевым минимумом (рис. 4, табл. 2). Нормализованные многокомпонентные графики метабазитов и траппов (рис. 5), равно как и графики распределения РЗЭ, показывают, что по сравнению с истощенными базальтами Н-СОХ метабазиты архея, так же как и внутриплитные базальты, независимо от содержания  $K_2O$  резко обогащены легкими РЗЭ и другими литофильными элементами, что является одним из свидетельств генерации родоначальных магм этих пород из неистощенной мантии в результате ее частичного плавления в условиях высоких температур и давлений.

Приведенные данные показывают, что метабазиты нуклеаров формировались под влиянием потоков глубинного мантийного вещества, так же как и продукты фанерозойского внутриплитного магматизма. Очевидно также, что позднее в ареалах влияния этих плюмов происходило формирование мощной и зрелой континентальной коры, а за пределами плюмов процессы корообразования протекали менее интенсивно и, вероятно, в иных тектоно-термальных режимах, что способствовало образованию в интернуклеарных пространствах менее мощной и не столь зрелой (эндербит-базитовой и базитовой) коры.

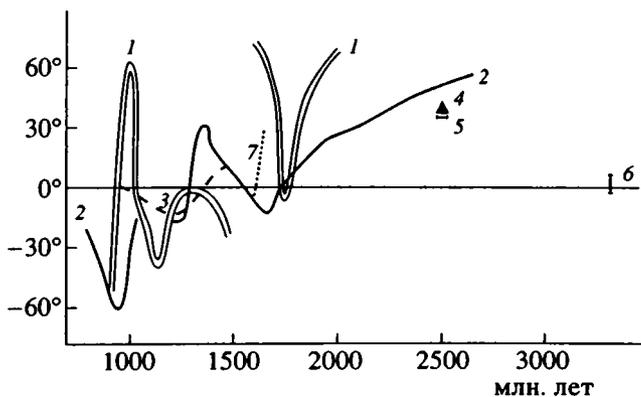


Рис. 6. Вариации палеоширот: 1 – щита Лаврентии [41], 2 – Балтийского щита [48], 3 – рифея Сибири [12] и единичные определения палеоширот для 4 – гнейсов Амитсок, 5 – даек Кангамиут Гренландии [34], 6 – гнейсовых серий Анабарского щита [24], 7 – Льюисского комплекса [52].

Если это так, то горячие точки Земли и сопряженные с ними тектонические зоны должны были быть расположены преимущественно в пределах единого докембрийского суперконтинента [47], объединяющего главные объемы докембрийской континентальной коры, сохранившиеся до настоящего времени в пределах древних платформ или, отчасти, срединных массивов складчатых областей.

О положении докембрийского суперконтинента относительно полюсов могут свидетельствовать данные о палеоширотах докембрийских комплексов фундаментов платформ северного ряда [12, 24, 34, 41, 47, 48, 52]. Например, внедрение даек Кангамиут (2.5 млрд. лет) и создание вторичной намагниченности древнейших гнейсов Амитсок (3.6 млрд. лет) Юго-Западной Гренландии происходило на широтах  $+30^\circ$  [34]. Гнейсы далдынской и анабарской серий Анабарского щита (древнее 3.3 млрд. лет) формировались в зоне экватора [24]. Гнейсы льюисского комплекса Шотландии претерпели несколько фаз диастрофизма: доскорянский (более 2650 млн. лет), локсфордский (1820 - 1750) и последующий за ним ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации и подъем коры (1700 - 1630) [52]. Все эти события осуществлялись в приэкваториальной зоне, ограниченной широтами  $-16^\circ$  и  $+29^\circ$ . И более молодые комплексы докембрия Канадского, Балтийского, Алданского щитов и южной Гренландии, за некоторым исключением, также формировались в приэкваториальном поясе (рис. 6). В итоге из всего интервала времени (3.3 - 0.8 млрд. лет), охарактеризованного палеомагнитными данными, примерно 70% падает на приэкваториальный пояс ( $\pm 35^\circ$ ), а около 25 и 5% на более северные и южные широты соответственно. Положение суперконтинента в приэкваториальном поясе Земли не только в позднем протерозое, но в рифее и венде обосновывается во многих работах [43, 44, 47]. В некоторых из них предполагаются существование к этому времени не одной, а нескольких континентальных масс, а также глобальные изменения климата, без которых трудно объяснить такой парадокс, как переслаивание или совместное нахождение карбонатных осадочных толщ и эвапоритов, формирующихся в зоне экватора и древних ледниковых отложений, известных на всех кратонах Северной Америки, Балтийского щита и Гондваны [43].

Так или иначе большинство данных подтверждает версию о положении основной части докембрийского суперконтинента в приэкваториальном поясе Земли. Поэтому его реконструкция, которая давно предложена П. Морелом и Е. Ирвингом [47], представляется наиболее привлекательной. Если взять ее за основу и нанести на контуры современных континентов нуклеары и разновозрастные подвижные пояса докембрия (серпофрактурные зоны), то в итоге получается сложная ядерно-петельчатая структура протоконтинента,

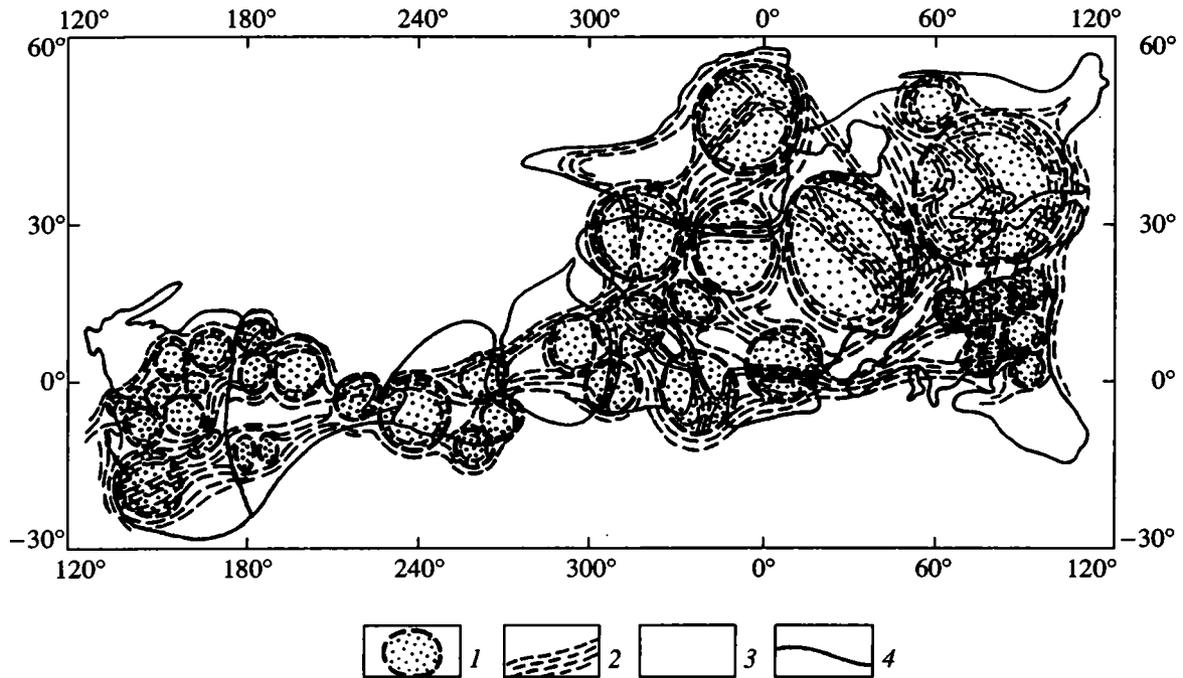


Рис. 7. Реконструкция докембрийского суперконтинента по [47] с изменениями и дополнениями. 1 – силические ядра – нуклеары; 2 – мобильные пояса (серпофрактурные зоны); 3 – нерасчленные интернуклеарные и другие области с эндербит-базитовым и базитовым типом коры; 4 – границы континентов.

вытянутого вдоль экваториального пояса, частью (Западная Африка, большая часть Северной и Южной Америк) выходящего в северные широты (рис. 7). Последнее не противоречит палеомагнитным данным и распределению современных горячих точек. Действительно, если мы сравним эти данные, то обнаружим полное совпадение: преобладание горячих точек в северном полушарии, по сравнению с южным, и их концентрацию в приэкваториальном поясе, который, в связи с этим, можно назвать горячим поясом Земли, существующим в течение всей ее геологической истории.

Можно думать, что эволюция этого пояса во времени привела к некоторому рассредоточению горячих точек и образованию двух крупных и двух малых областей [14 - 16, 61].

С постоянно действующими восходящими потоками глубинного вещества связаны положительные аномалии геоида, совпадающие не только с выделенными современными областями, на что было обращено внимание ранее [16, 29, 56, 61], но и с горячим поясом в целом (рис. 8). Удивительно также совпадение контуров докембрийского суперконтинента с границами положительных аномалий геоида (рис. 7, 8). Причина такого феномена пока не объяснима.

В реальности предлагаемой модели докембрийского суперконтинента с его ядерно-петельчатым стилем тектоники, формирование которого было связано с концентрацией корообразующих процессов в приэкваториальном горячем поясе, образованном системой восходящих мантийных

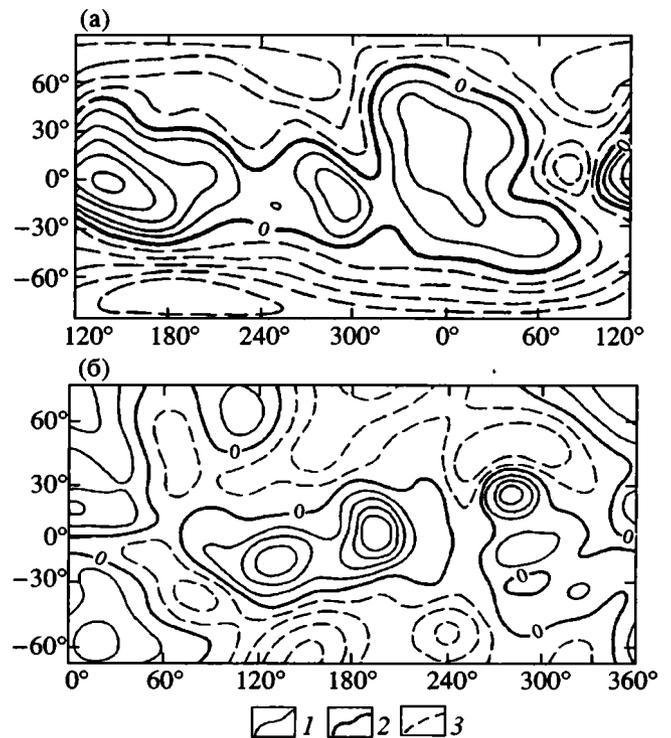


Рис. 8. а – наблюдаемый длинноволновой геоид, приведенный к гидростатической фигуре Земли в сферической равнодистанционной проекции (сечение через 20 м [37]). б – карта аномалий геоида Венеры по данным орбитальной станции “Пионер-Венера”. Сечение через 10 м [55]. 1 - 3 – значения аномалий геоидов: 1 – положительные; 2 – нулевые; 3 – отрицательные.

плюмов, можно убедиться, если обратиться для сравнения к другим железо-каменным планетам солнечной системы – Венере и Марсу.

### ТЕКТОНИКА ГОРЯЧИХ ТОЧЕК И ГОРЯЧИЕ ПОЯСА ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Венера из всех планет земной группы наиболее близка к Земле по многим параметрам (табл. 3). Основные структуры Венеры не были разрушены водно-эрозионными и другими экзогенными процессами, что имеет принципиальное значение для познания тектоники ранней Земли, по крайней мере, к рубежу не моложе 1 млрд. лет. Таков возраст основных структурных элементов Венеры [3], которая к этому времени практически утратила свою эндогенную активность [18].

Анализ глобального фотоизображения Венеры, полученного на основе мозаики радиолокационных снимков космического аппарата “Магеллан”, равно как и всех производных карт, составленных на материалах дистанционного зондирования планеты (топография, аномалии геоида, размещение крупных вулканов и венцов, сублинейных тектонических поясов, горных гряд и т.д. [21, 35, 38, 39, 50, 54, 55]), свидетельствует, что наиболее активной в тектоническом отношении является приэкваториальная область Венеры в зоне широт  $\pm 35^\circ$ . Действительно, из табл. 1 и гистограммы (рис. 26) видно, как распределяются по широтным интервалам крупные вулканы (диаметром от 400 до 1500 км) и венцы. Кроме того в пределах платообразно приподнятой области Венеры расположены наиболее крупные оvoidные структуры (супервенцы, [21]): Овды, Фемиды, Бета, Атла, диаметр которых более 2000 км. Вместе с тем анализ относительной плотности размещения 1500 вулканических центров ( $N/10^6 \text{ км}^2$ ) [33] позволил выделить на Венере две овальные по форме области к востоку и западу от нулевого меридиана, с минимумом  $2/10^6 \text{ км}^2$  в высоких и низких широтах в полосах меридианов 345 и 165 и максимумом 5 и  $10/10^6 \text{ км}^2$  в зонах экватора (рис. 16).

Гипсометрически возвышенный приэкваториальный пояс Венеры (Земля Афродиты, купольные поднятия Бета, Фебы, Фемиды, Атлы, рис. 9) характеризуется специфическим оvoidно-петельчатым стилем тектоники (рис. 10). Здесь крупные

изометричные формы (венцы и супервенцы) окаймляются и соединяются между собой протяженными плавно изгибающимися линейными структурами, которые интерпретируются [21, 54] как рифты, тектонические разломные пояса и горные гряды, ассоциирующие с разновеликими вулкано-тектоническими структурами. Венерианские венцы могут быть сопоставлены с архейскими гнейсовыми куполами [58], причем скорее по форме, чем по составу слагающих их пород. Приэкваториальная платообразно приподнятая область Венеры является аналогом земных континентов [32]. Она возникла в результате крупного мантийного апвеллинга, что и нашло свое отражение в топографии и в положительных аномалиях геоида [55] (рис. 8б). Центры вулканизма, венцы и супервенцы единодушно связываются с вертикальными мантийными плюмами единой зоны апвеллинга и рассматриваются в качестве горячих точек Венеры [21, 32, 33, 35, 38, 42, 49]. Кроме того, в северных широтах ( $60^\circ - 70^\circ$ ) располагается Земля Иштар (рис. 9), формирование которой, в отличие от приэкваториальной зоны, связывают с процессами конвергенции при нисходящих течениях мантии [32].

Немногочисленные данные о составе пород, слагающих поверхность Венеры, получены при помощи автоматических космических станций (АКС) “Венера-8, 9, 10, 13, 14”, а также АКС “Вега-1 и 2” [4, 5]. Все они характеризуют районы, примыкающие к экватору: к востоку от области Фебы (“Венера-13, 14”), к северо-западу от области Альфа (“Венера-8”), в области Бета (“Венера-9, 10”), в области Атлы на востоке Земли Афродиты (“Вега-1, 2”). По петрохимическим характеристикам породы Венеры относятся к базальтоидам, близким по составу к толеитовым (“Венера-14”, “Вега-2”), а также к калиевым щелочным базальтам Земли (“Венера-13”). По отношениям U/K и Th/K породы Венеры близки к траппам и архейским толеитовым метабазитам Земли (рис. 3). По этим же отношениям выделяются породы, которые можно рассматривать как высокощелочные базальтоиды, близкие щелочным метабазитам архея. По всей видимости, поверхность приэкваториального пояса Венеры сложена гетерогенным комплексом базальтоидов как толеитовых, так и высокощелочных, отражающих разные геодинамические режимы их образования.

Таблица 3. Основные параметры Земли и Венеры [6]

|               | Линейный экватор, радиус, км | Поверхность, км <sup>2</sup> | Масса, г               | Плотность, г/см <sup>3</sup> | Ускор. силы тяжести, км/сек <sup>2</sup> | Критическая скорость освобождения тел, км/сек |
|---------------|------------------------------|------------------------------|------------------------|------------------------------|--|---|
| Земля (З)     | 6378                         | $5.1 \times 10^8$            | $5.974 \times 10^{27}$ | 5.517                        | 982                                      | 11.2  |
| Венера (В)    | 6200                         | $4.8 \times 10^8$            | $4.860 \times 10^{27}$ | 5.15                         | 850                                      | 10.3  |
| Отношения З/В | 1.029                        | 1.062                        | 1.229                  | 1.07                         | 1.155                                    | 1.087   |

Суммируя вышеизложенное, отметим, что возвышенная приэкваториальная область Венеры была сформирована в результате мощного мантийного апвеллинга. Мантийные плюмы вызвали базальтоидный вулканизм и возникновение разновеликих вулкано-тектонических структур и других центров эндогенной активности, которые в сочетании с сублинейными тектоническими зонами растяжения (рифты) и сжатия (горные гряды) создают своеобразный овоидно-петельчатый стиль тектоники приэкваториального пояса Венеры. Благодаря сосредоточению здесь наибольшего количества горячих точек его можно назвать горячим поясом Венеры. Вместе с тем обратим внимание на заметное преобладание горячих точек в северном полушарии планеты по отношению к южному, при наличии пика их концентрации в зоне экватора (табл. 1, рис. 2), а также на неравномерное распределение центров эндогенной активности, образующих две крупные области (рис. 1б).

Если обратиться к еще одной планете земной группы – Марсу, имеющему по сравнению с Землей и Венерой меньшие размеры (экваториальный радиус 3400 км или 0.528 радиуса Земли [6]) и отличающемуся (по сравнению с Венерой) более длительным периодом эндогенной активности [19], то и здесь существует возможность выделения приэкваториального горячего пояса. На гистограмме распределения 558 кратеров Марса диаметром более 64 км по широтам (гистограмма построена по данным Ф. Уиппла [60], без разделения кратеров на вулканические и импактные) видно постепенное возрастание их числа от высоких северных широт к экватору и бимодальный характер распределения в южном полушарии с двумя пиками: от  $-10^\circ$  до  $-30^\circ$  и от  $-40^\circ$  до  $-60^\circ$  (рис. 2в). Это хорошо согласуется с данными специальных исследований [59], показавших, что большая часть кольцевых структур разного генезиса, а также вулканов, участков с максимальной плотностью дизъюнктивных дислокаций и площадей с наивысшими гипсометрическими отметками сосредоточена в приэкваториальном поясе Марса (рис. 11). При этом отмечается относительное преобладание вулканов и возвышенностей в южном полушарии по сравнению с северными – картина, обратная Венере. Распределение всех этих структурных элементов соответствует асимметричному тектоническому строению Марса [59]. На планете выделяются три глобальные субширотные провинции: южная (южнее  $50^\circ$  ю.ш.) относительно более древняя (возраст определяется по количеству метеоритных кратеров на единицу площади) “континентальная” с предполагаемым возрастом 4.0 млрд. лет [60], переходная и северная (севернее  $50^\circ$  с.ш.) “океаническая” (относительно более молодая). В то же время предполагается, что кора северного полушария была разрушена в результате изостатического опускания и имеет тот же возраст, что и кора южного полушария [60]. На фоне этих крупных тек-

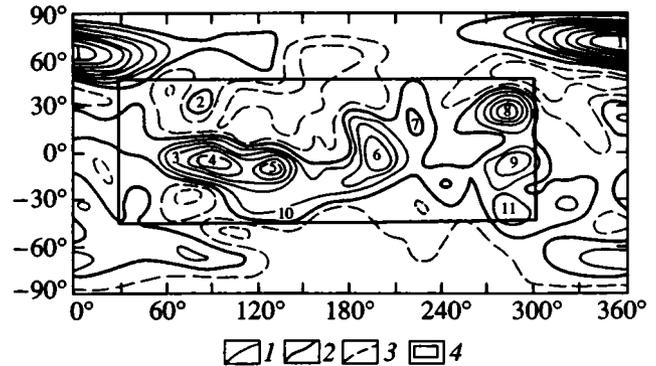


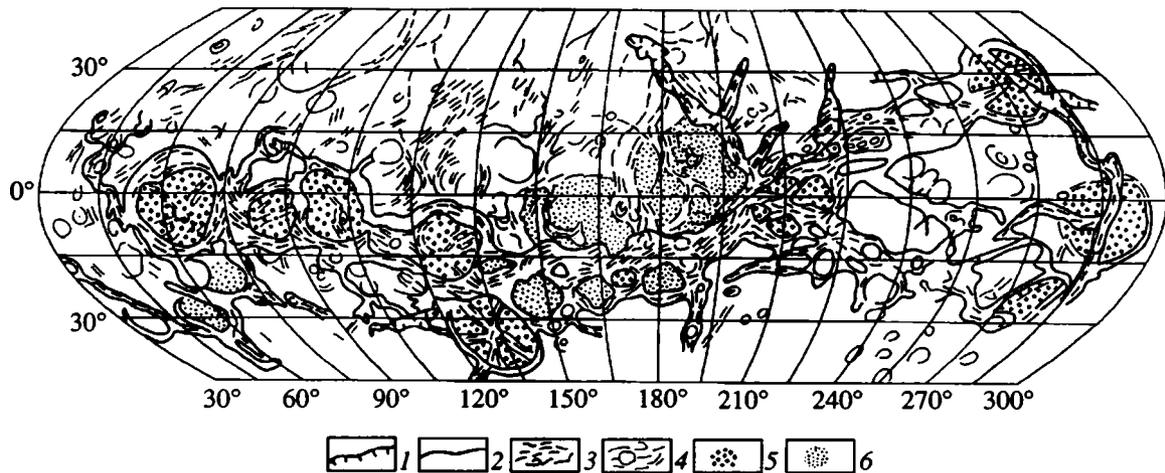
Рис. 9. Топография Венеры в сферической проекции (сечение через 0.5 км) [39].

1 - 3 – горизонталы: 1 – положительные, 2 – нулевые, 3 – отрицательные; 4 – контур рис. 10.

Цифрами на схеме обозначены крупнейшие поднятия: 1 – Земля Иштар; 2 – Теллас; 3 - 7 – поднятия Земли Афродиты (3 – Гестия, 4 – Овды, 5 – Фетиды, 6 – Атлы, 7 – Ульфрун); 8 – Бета, 9 – Фебы, 10 – Артемида, 11 – Фетиды.

тонических районов выделяются четыре тектонических пояса: южный пояс материковых поднятий ( $50^\circ - 70^\circ$  ю.ш.), центральный вулканический пояс ( $50^\circ - 30^\circ$  ю.ш.), северный пояс материковых поднятий с крупными кольцевыми структурами и кальдерами ( $30^\circ - 15^\circ$  ю.ш.) и краевой вулканический пояс ( $15^\circ$  ю.ш. -  $50^\circ$  с.ш.). В контурах последнего располагаются крупнейшие тектоно-вулканические поднятия Форсида и Элизий. Предполагается, что горный район Форсида образовался довольно быстро – в интервале 4.0 - 3.5 млрд. лет [60]. В его пределах вблизи экватора располагаются крупные щитовые вулканы (в том числе вулкан Олимп высотой 21 км), а также рифтовые пояса долин Маринера (протяженность до 6000 км, при ширине 900 км) и Кассей (2000 и 600 км соответственно) [17]. Можно думать, что наиболее тектонически и вулканически активный приэкваториальный пояс Марса связан с мантийным апвеллингом, существовавшим в течение всех периодов эндогенной активности планеты. Некоторые исследователи считают, что вулканы поднятия Форсиды активны и теперь, тогда как большинство склоняются к тому, что они потухли около 2 млрд. лет назад [60].

Таким образом, приуроченность горячих точек к приэкваториальным поясам планет, находящихся на разных стадиях развития, явление не случайное и может быть подтверждено другими примерами. Имеются данные о приэкваториальном положении большинства вулкано-тектонических структур и зоны современного активного вулканизма на железо-каменном спутнике Юпитера Ио (радиус 1820 км) [9, 53]. Определенный интерес вызывает и особенность распределения солнечных пятен в гелиографических широтах (рис. 2г). Пики концентрации этих пятен в зоне



**Рис. 10.** Схема основных структурных элементов Венеры, составленная на основе дешифрирования радиолокационного изображения Венеры КА "Магеллан" в синусоидальной равнодистанционной проекции [50] с использованием данных интерпретации [21, 54].

1 – границы простых рифтов; 2 – границы поясов разломов, горных хребтов, блоковых и кольцевых структур; 3, 4 – структурные линии: 3 – в пределах поясов разломов, 4 – прочие; 5, 6 – венцы: 5 – положительные, 6 – депрессионные.

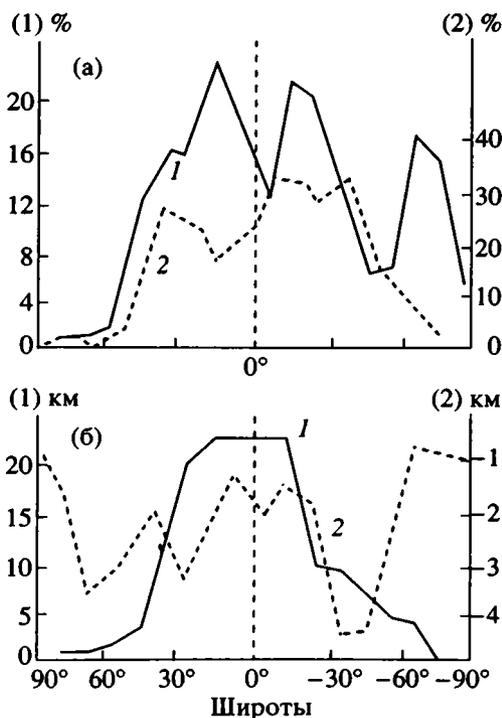
широт  $\pm 15^\circ$  свидетельствуют о соответствующем размещении следов глубинной мантийной конвекции на Солнце [57].

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставляя данные распределения горячих точек Земли, поднятий рельефа, крупных вулканов

и венцов Венеры, возвышенных областей, кратеров, вулканов и дизъюнктивных дислокаций Марса по широтным интервалам (рис. 2, 11), мы обнаруживаем поразительное сходство в приуроченности тектонических и геоморфологических элементов, связанных с глубинными процессами на планетах, к их приэкваториальным поясам. Особенно впечатляет сходство равновеликих планет – Земли и Венеры даже в таких деталях, как плотность горячих точек в различных широтных поясах планет, преобладание этих точек в северных полушариях по отношению к южным и их концентрации в зонах экваторов в полосе  $\pm 35^\circ$  (табл. 1). Подчеркнем также удивительные совпадения характера распределения горячих точек по двум крупным областям, имеющим близкие очертания (рис. 1) на Земле и Венере и чрезвычайно схожий характер поверхностей геолоидов, положительные аномалии которых связываются с подъемом мантийных плюмов (рис. 8). Отметим близость составов архейских метабазитов и траппов Земли с базальтоидами Венеры, что свидетельствует об идентичности процессов генерации базальтоидных магм из недеплетированной мантии, а формирование базальтоидов разной щелочности свидетельствует о многообразии геодинамических условий. В довершение к этому укажем на очевидное сходство тектоники приэкваториальной зоны Венеры с предлагаемой моделью тектоники докембрийского суперконтинента Земли (рис. 7, 10).

Исходя из сравнительно-планетологического анализа, можно предполагать, что на Венере наблюдается прототип ранней Земли, находящейся в переходном состоянии, когда "... при господстве плюм-тектоники проявлены и черты плейт-тектоники – растяжение, рифтинг в одних зонах и сжатие, скучивание в других зонах" [28, с. 53].



**Рис. 11.** График распределения по широтам Марса: а – вулканов (1) и дизъюнктивных дислокаций всех направлений (2); б – областей высоких (1) и низких (2) гипсометрических отметок [59].

Однако Земля уже на ранних стадиях своего развития обогнала все планеты земной группы [28], поскольку в пределах ее горячего пояса осуществлялось не только формирование первой базитовой коры в крупных оvoidных вулканотектонических структурах, но и последующая ее тектонотермальная переработка, в результате которой эти оvoidы превратились в силалитические ядра. Ни на Венере, ни на Марсе этого не произошло.

Вышеизложенные материалы свидетельствуют о существовании на Земле относительно стабильного приэкваториального горячего пояса, в пределах которого под воздействием механизма плюм-тектоники происходило козидание первой континентальной коры. По всей видимости температурный режим в этом поясе в одно и то же время был неодинаков. Об этом свидетельствуют асинхронность и различная интенсивность коробразующих процессов, протекавших в разных нуклеарах. Последняя выражена в разной степени переработки структурно-вещественных комплексов докембрия, имеющих один и тот же возраст, но локализующихся в разных нуклеарах или в одном нуклеаре, но в его разных частях [8].

В соответствии с современными представлениями горячие поля Земли пространственно простираются над выступами слоя "D", расположенного на границе ядро-мантия. Само же появление горячих полей связано с процессами, протекающими в ядре или в слое "D" [16, 45]. Очевидно, что на ранних стадиях развития Земли эти процессы осуществлялись в более интенсивном режиме, чем в фанерозое, что могло быть вызвано гравитационной энергией формирующегося ядра [26]. Очевидно и то, что такое изначально длительное фиксированное положение чрезвычайно мощного мантийного апвеллинга на Земле можно объяснить сфокусированностью этой энергии в приэкваториальном поясе под воздействием центробежных ротационных сил и приливной энергии Луны, особенно активных на ранней стадии развития Земли [26]. Все это усугубляется еще и тем обстоятельством, что именно тогда, при неглубоком положении зоны расплавов железа и его окислов, формирующих тяжелое магматическое ядро (и, в результате этого, большой скорости вращения [18]), в приэкваториальном поясе создавались условия наивысшей флюидной и термальной активности. Это привело к образованию в этом поясе суперконтинента с ядерно-петельчатым стилем тектоники, адекватным плюм-тектоническому режиму ранней Земли, неповторимому в последующие этапы истории, когда господствовали обстановки тектоники литосферных плит. Положение протоконтинента в горячем поясе Земли способствовало тому, что в условиях длительного стационарного мантийного апвеллинга под мощной радиоактивно разогретой корой, как под термостатирующим экраном, накапливалось критическое количество тепла, что привело к

тепловому взрыву и глобальным процессам протерозойского термотектогенеза [11, 40]. В это время происходила постепенная деформация протоконтинента, а в момент теплового удара – его раскол по хрупким гранулитовым поясам [27], трассирующим, как правило, радиальные и концентрические разломы нуклеаров. При этом благодаря силам ротации стабильное положение части мантийных плюмов сохранялось и позднее. Вместе с тем со временем все же происходило "размывание" этого пояса за счет миграции мантийных струй в меридиональном и частью в широтном направлении [57], связанное, скорее всего, с неоднократной перестройкой конвективных ячеек. Это привело к формированию двух крупных и двух малых горячих областей, существующих, по крайней мере, последние 180 млн. лет и отвечающих восходящим глубинным потокам современной двуячейковой системы конвекции в мантии.

По близкому сценарию протекало, по-видимому, становление основных структурных элементов рельефа Венеры, эндогенная активность которой затухла при переходе от плюм-тектоники к плейт-тектонике. Об этом свидетельствуют не только сублинейные зоны рифтинга и тектонического скучивания, но и два тепловых поля, выделяющихся на фоне общего приэкваториального "горячего пояса", как возможное свидетельство частичной перестройки системы конвективных ячеек.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Кузьмин М.И., Богданов Ю.А., Сборщиков И.М. Вулканизм хребта Рейкъянес // Геология и геофизика. 1986. № 3. С. 53 - 61.
2. Альмухамедов А.И., Золотухин В.В., Альмухамедов Е.А. Кайнозойские траппы Декана. Геохимическая характеристика // Геология и геофизика. 1991. № 10. С. 58 - 67.
3. Базилевский А.Т. О тектонике Венеры // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 2. С. 3 - 14.
4. Барсуков В.Л., Сурков Ю.А., Москалева Л.П. и др. Геохимические исследования поверхности Венеры АМС "Венера-13" и "Венера-14" // Геохимия. 1982. № 7. С. 899 - 919.
5. Барсуков В.Л., Сурков Ю.А., Дмитриев Л.В., Ходаковский И.В. Геохимические исследования Венеры на посадочных аппаратах станций "Вега-1" и "Вега-2" // Геохимия. 1986. № 3. С. 275 - 288.
6. Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970. 280 с.
7. Гладких В.С., Гусев Г.С. Низкокальциевые толейты континентов: геодинамические условия образования, петрохимия и геохимия // Геотектоника. 1993. № 5. С. 44 - 60.
8. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Недра, 1990. 215 с.
9. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоническая эволюция архейского гранитообразования // Геотектоника. 1991. № 4. С. 10 - 23.

10. Глуховский М.З., Моралев В.М., Петрова З.И. Геохимические особенности и тектоническая природа архейских метабазитов Суннагинского купола Алданского щита // Докл. АН. 1992. Т. 324. № 3. С. 626 - 631.
11. Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69 - 81.
12. Гуревич Е.Л. Палеомагнитные исследования докембрийских отложений севера Сибирской платформы // Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1983. С. 39 - 51.
13. Золотухин В.В., Альмухамедов А.И. О низкокальциевых базальтах из траппов Сибирской платформы и Декана // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 1. С. 199 - 202.
14. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28 - 45.
15. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
16. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Глубинная геодинамика Земли // Геология и геофизика. 1993. № 4. С. 3 - 12.
17. Кац Я.Г., Козлов В.В., Кузнецов Ю.Я., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Тектоническое районирование Марса // Изв. ВУЗ. Геология и разведка. 1979. № 11. С. 20 - 24.
18. Маракушев А.А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М.: Наука, 1992. 208 с.
19. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Некоторые основные закономерности строения и геологической эволюции планет Земной группы в связи с их положением в Солнечной системе // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 2. С. 420 - 424.
20. Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 166 с.
21. Никишин А.М. Структуры горячих пятен мантии на Венере // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 2. С. 16 - 30.
22. Павловский Е.В. Происхождение и развитие земной коры материков // Геотектоника. 1975. № 6. С. 3 - 14.
23. Рудник В.А., Собатович Э.В. Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 349 с.
24. Саврасов Д.И. Палеомагнитные исследования на кристаллических породах Анабарского щита // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 94 - 104.
25. Сандерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102 - 133.
26. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
27. Хаин В.Е. О происхождении древних платформ (кратонов) // Вестн. МГУ. 1984. Сер. 4. Геология. № 2. С. 32 - 36.
28. Хаин В.Е. Эволюция структуры Земной коры (взгляд тектониста). М.: Наука, 1993. 58 с.
29. Bond G.C., Nickerson P.A., Kominz M.A. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implication for continental histories // Eart. Planet. Sci. Lett. 1984. № 70. P. 325 - 345.
30. Burke K., Wilson J.T. Hot spots on the Earth's surface // Sci. Am. 1976. № 235. P. 46 - 57.
31. Condie K.C. Archaean Greenstone Belts. Elsevier, Amsterdam, 1981. 434 p.
32. Crumpler L.S., Head J.W. Protocontinent accretion from plume plateaus on Venus and on early Earth // Lunar and Planet Sci. 1991. V. 22. Abst. Pap. Pt. 1. Houston. Tex. P. 267 - 268.
33. Crumpler L.S., Aubele J.C. Two global concentrations of Volcanism on Venus: geologic associations and implications for global pattern of upwelling and downwelling // Lunar and Planet Sci. 1992. V. 23. Abst. Pap. Pt. 1. Houston. Tex. P. 275 - 276.
34. Fahrig W.F., Bridgwater D. Late Archaean-Early Proterozoic paleomagnetic pole positions from West Greenland // Early History of the Earth. Windely B.F. (Ed.). A Wiley Interscience Publ. N.-Y. P. 427 - 442.
35. Grimm R.E., Phillips R.J. Anatomy of a Venusian Hot Spot: Geology, Gravity and Mantle Dynamics of Eistla Regio // J. Geoph. Res. 1992. V. 97. № E10. P. 16.035 - 16.054.
36. Gwalani L.G. Petrology of Deccan Traps and Bagh Beds of Dugdha-Naswadi, Gujarat. Somaiya Publ. PVT. LTD. Bombay N. Delhi, 1981. 107 p.
37. Hager B.H. Subducted Slabs and the Geoid Constraints in Mantle Rheology and Flow // J. Geoph. Res. 1984. V. 89. № B7. P. 6003 - 6015.
38. Head J.W., Grumpler L.S. Venus geology and tectonics: Hot Spot and crustal spreading models and questions for the Magellan mission // Nature. 1990. V. 306. P. 525 - 533.
39. Herrick R.R., Phillips R.J. Geological Correlation With the Interior Density Structure of Venus // J. Geoph. Res. 1992. V. 97. № E10. P. 16017 - 16034.
40. Hoffman P.F. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga) // Geology. 1989. V. 17. № 1. P. 135 - 138.
41. Irving E., Mcglynn J.C. On the coherence, rotation and palaeolatitude of Laurentia on the proterozoic // Precambrian Plate tectonics. Elsevier, Amsterdam, 1981. P. 561 - 598.
42. Janes D.M., Squyres S.W., Bindschadles D.L. et al. Geophysical Models for the Formation and Evolution of Coronae on Venus // J. Geoph. Res. 1992. V. 97. № E10. P. 16055 - 16067.
43. Kirschvink J.L. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth // The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study. Schopf J.W., Klein C. (Ed). Cambridge Univer. Press, 1992. P. 51 - 52.
44. Kirschvink J.L. Paleogeographic Model for Vendian and Cambrian Time // The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study. Schopf J.W., Klein C. (Ed). Cambridge Univer. Press. 1992. P. 569 - 581.
45. Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and planet. Sci. Lett. 1991. № 3. P. 437 - 447.
46. Lowe D.R. Major Events in the Geological Development of the Precambrian Earth // The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study. Cambridge Univer. Press, 1992. P. 67 - 75.

47. *Morel P., Irving E.* Tentative palaeocontinental map for the Early Phanerozoic and Proterozoic // *J. Geol.* 1978. V. 86. № 5. P. 535 - 561.
48. *Personen L.J., Neuvonen K.J.* Palaeomagnetism of the Baltic shield – implications for Precambrian tectonics // Precambrian plate tectonics. Elsevier, Amsterdam, 1981. P. 623 - 648.
49. *Phillips R.J., Grimm R.E., Malin M.C.* Hot spot evolution and the Global Tectonics of Venus // *Science.* 1991. V. 252. № 5006. P. 651 - 658.
50. *Phillips R.J., Raubertas R.F., Arvidson R.E. et al.* Impact Craters and Venus Resurfacing History // *J. Geoph. Res.* 1992. V. 97. № E10. P. 15923 - 15948.
51. *Piper J.D.A.* Proterozoic palaeomagnetism and single continent plate tectonics // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1983. V. 74. № 1. P. 163 - 197.
52. *Piper J.D.A.* Palaeomagnetic properties of a Precambrian metamorphic terrane: the Lewisian complex of the Outer Hebrides, NW Scotland // *Tectonophysics.* 1992. V. 201. № 1/2. P. 17 - 48.
53. *Schaber G.G.* Shield volcanism tidally forced viscous heating and the shift of active volcanism eastward from the Sud-Jupiter points // *Lunar and Planet. Sci.* 1988. V. 17. Abst. Pap. Pt. 2. Houston. Tex. P. 758 - 759.
54. *Senske D.A., Head J.W.* Zones of extension and rifting on Venus: Characteristics and distribution // *Lunar and Planet. Sci.* 1992. V. 23. Abst. Pap. Pt. 3. Houston. Tex. P. 1269 - 1270.
55. *Sjogren W., James W.W.* The Magellan gravity investigation group // *V-GRAM.* 1986. P. 9 - 16.
56. *Stefani M., Jurdy D.H.* The distribution of hot spots // *J. Geoph. Res.* 1984. V. 89. № B12. P. 9919 - 9925.
57. *Stothers R.B.* Hotspots and Sunspots: surface traces of deep mantle convection in the Earth and Sun // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 6. P. 1 - 8.
58. *Trego K.D.* Venusian geological features and origin of the Archean earth greenstone belts // *Earth. Moon and Planets.* 1992. V. 5. № 2. P. 193 - 196.
59. *Vitjaz V.I., Katterfeld G.N., Gouzmanoff S.E.* Areal and temporal distribution of volcanic and impact formations on Mars // *Modern Geology.* 1989. V. 14. P. 189 - 210.
60. *Whipple F.L.* Orbiting the Sun. Planets and Sattellites of the Solar System. Harvard Univer. Press, 1981. 316 p.
61. *Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Yu.* Hot-field tectonics // *Tectonophysics.* 1991. V. 199. № 2 - 4. P. 165 - 192.

Рецензент: Н.В. Короновский

## Hot Belt of the Early Earth and Its Evolution

M. Z. Glukhovskii\*, V. M. Moralev\*, M. I. Kuz'min\*\*

\**Institute of Lithosphere, Russian Academy of Science, Moscow*

\*\**Vernadsky Institute of Geochemistry, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Irkutsk*

The spatial distribution of recent hot spots, paleomagnetic data, and results of comparative planetology along with modern concepts on peculiar tectonics of the Early Precambrian suggest the idea that a circum-equatorial "hot belt", originated in the mantle during an early geological epoch, was still subsistent in subsequent stages of Earth's evolution. The maximum fluid and thermal activity, concentrated in this belt of mantle upwelling, first resulted in a supercontinent origin under the plum-tectonics regime (4.6 - 2.0 Ga), and then, when passing to the plate-tectonics conditions, in its disruption (2.0 - 1.0 Ga). The Phanerozoic scattering of hot spots over two large hot fields was related to a reorganization of mantle convective flows into the present system of two-celled convection.

УДК 551.248.2(47-13)

## ПРИЗНАКИ МОЛОДОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ЗОНАХ ЮЖНО-АЗОВСКОГО И КЕРЧЕНСКОГО РАЗЛОМОВ

© 1994 г. А. А. Никонов

*Объединенный институт физики Земли РАН, Москва*

Поступила в редакцию 12.05.93 г.

Стратиграфически и хроностратиграфически выделяются в акватории и на южном берегу Азовского моря опорные морские горизонты позднечетвертичного времени – карангатский и новозвксинский в их прибрежных фациях. Устанавливаются такие постумные деформации опорных уровней, которые позволяют выделить зоны нарушений вдоль северного берега Керченского полуострова, а также поперечные к нему в Керченском проливе и в районе п-ова Казантип. Амплитуда смещений достигает нескольких десятков метров за последние примерно 100 тыс. лет. Обнаружены следы сейсмостектонических подвижек. Делается заключение о молодой активности зоны Южно-Азовского разлома и сопряженных нарушений.

Выделение и трассирование Южно-Азовского разлома широтного простирания вдоль северного берега Керченского полуострова осуществлено главным образом по геофизическим данным [21, 26]. Он протягивается в нескольких километрах от берега, осложняя южный борт Индо-Кубанского прогиба. Последний отчетливо выражен в повышенной, до 10 - 12 км, мощности мезо-кайнозойских отложений в южной части Азовского моря. Ось прогиба по майкопским отложениям располагается в 12 - 13 км севернее современного берега, прогиб асимметричен, имеет короткий и крутой южный борт в отличие от пологого широкого северного. Разлом определяется как зона крутых нарушений с поднятием южного крыла до 1.5 км по поверхности фундамента.

При глубоком погружении фундамента в прогибе, наличии в верхней части разреза пластичных отложений и близости разлома к южному окончанию геофизических профилей в акватории трудно было ожидать обнаружения прямых признаков контрастных движений в зоне разлома, в том числе разрывов четвертичного времени. Между тем установление или доказательство отсутствия молодой активности подобной зоны представляет как значительный методический интерес для распознавания скрытых разломов, так имеет и прикладное значение, в первую очередь с точки зрения сейсмостектоники. В специфических условиях закрытого осадками района успех в решении задачи может быть обеспечен только путем тщательного прослеживания уровней залегания маркирующих и хорошо датированных горизонтов морских отложений, с одной стороны, и обнаружения конкретных, хотя бы и малой амплитуды, разрывных нарушений.

Ниже излагаются материалы по обоим разломам, собранные на северном берегу Керченского полуострова и в прилежащих частях акватории.

### ДЕФОРМАЦИИ МАРКИРУЮЩИХ УРОВНЕЙ

В литературе имеется целый ряд указаний на существование субширотного разлома вдоль северного берега Керченского полуострова и его активность в четвертичное время [4 - 6, 8, 28 - 30], однако без специальной систематизации и обсуждения конкретных признаков.

До появления геофизических материалов приводились в основном геоморфологические признаки – наличие резкого уступа к северу от берега Керченского полуострова на большей части его протяжения. Действительно, высота прибрежного уступа, а нередко и клифа составляет несколько десятков метров, редко до 100 м, тогда как ни на прилегающей суше, ни в акватории подобного морфологического уступа нет (рис. 1). Объяснить этот уступ (клиф) только абразией невозможно, поскольку это не подтверждается морфологией и строением берегов и ввиду известных резких колебаний уровня моря и соответственно плановых перемещений линии берега в течение четвертичного периода.

С другой стороны, имеются недостаточно выявленные до сих пор геологические свидетельства структурной приуроченности берегового обрыва. Они состоят в том, что миоценовые отложения, главным образом сарматские известняки и глины, непосредственно у современной береговой линии, как правило, наклонены в северных румбах под углами 8° - 15°, редко до 20° - 25°, между тем как южнее их наклон различен и менее крут. Иными словами, берег в общем соответствует и морфологически обусловлен перегибом слагающих его слоев (см. рис. 1). Наклоненные к северу слои на северном берегу Керченского полуострова можно рассматривать в качестве южного борта Индо-Кубанского прогиба, и само по себе это еще не свидетельствует о существовании зоны разлома, ограничивающей прогиб с юга. По геофизическим

данным амплитуда опускания северного крыла разлома относительно южного по кровле майкопских отложений определена в 0.1 - 0.5 км [6]. Даже после установления геофизическими методами зоны Южно-Азовского разлома на глубине под и частью внутри мощной толщи майкопских глин [5, 21, 26] вопрос о его выходе к поверхности и молодой активности нельзя было считать решенным.

Для прояснения вопроса ниже рассматриваются гипсометрическое положение и мощности двух маркирующих горизонтов позднечетвертичного времени. Таковыми являются хорошо известные широко распространенные горизонты морских отложений и слагаемых ими уровней – карангатский и новозвксинский.

Карангатские морские отложения с типичной эвригалинной фауной распространены как в акватории Азовского моря, так и по его южному берегу (рис. 2). Уровень Карангатского моря превышал современный на 8 - 10, возможно, на 12 м. Возраст отложений по уран-иониевым определениям раковин с черноморских берегов находится в пределах 160 - 80 тыс. лет назад [1, 18].

Отложения более молодой новозвксинской трансгрессии содержат солоноводную фауну каспийского типа и, как считается, распространены только в акватории. Высоту уровня новозвксинского бассейна разные авторы оценивают различно – от 40 до нескольких метров ниже современного [24, 25, 28]; выше современного уровня моря до наших исследований его отложения в Азовском море не идентифицировались. Возраст новозвксинских отложений на основании радиоуглеродных определений содержащейся в них фауны моллюсков определяется в пределах 25 - 10 тыс. лет [22, 23].

На основе установления повышенной мощности верхнечетвертичных отложений в Индоло-Кубанском прогибе, в том числе в акватории Азовского моря, был сделан вывод об его продолжающемся интенсивном прогибании [4, 12]. Это прогибание особенно контрастно выявляется по отношению к прилегающей суше Керченского полуострова.

Действительно, при очень близкой глубине моря в разных его частях (5 - 10 м), мощность новозвксинских осадков составляет в пределах Индоло-Кубанского прогиба обычно 15 - 35 м [22] против 0.1 - 5.2 м в центральной части акватории [10]. Связать этот факт с более обильным поступлением осадков в юго-западную часть моря невозможно, ибо здесь вынос материала реками был ничтожен, а абразия ограничена ввиду широкого развития по берегам выходов бронирующих известняков. Примечательно также, что полоса максимальной мощности осадков и ось этой полосы приближены к берегу, т.е. к зоне разлома, относительно оси Индоло-Кубанского прогиба.

Еще более показательна разница в высоте залегания маркирующих горизонтов.

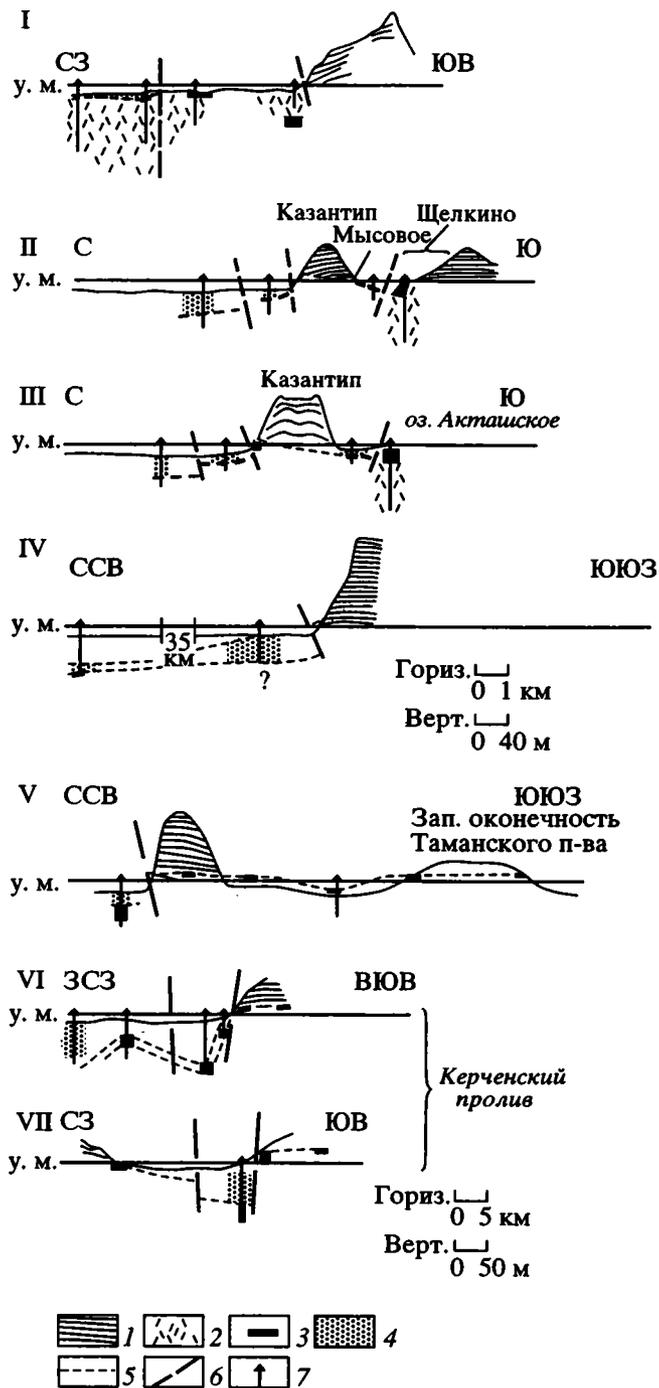


Рис. 1. Геолого-геоморфологические разрезы у южного берега Азовского моря: I – у пос. Каменка, II – через западное и III – восточное окончания мыса Казантип, IV – у залива Малый Кут на востоке Керченского п-ова, V – через западное окончание Таманского п-ва, VI – через северную и VII – центральную части Керченского пролива.

1 – неогеновые главным образом известняковые и глинистые толщи; 2 - 4 – отложения: 2 – лёссовые, 3 – прибрежные морские карангатские и 4 – солоноватоводные новозвксинского бассейнов; 5 – границы горизонтов; 6 – предполагаемые разрывы; 7 – скважины (частью спроектированы на линии разрезов). Положение разрезов см. на рис. 2.

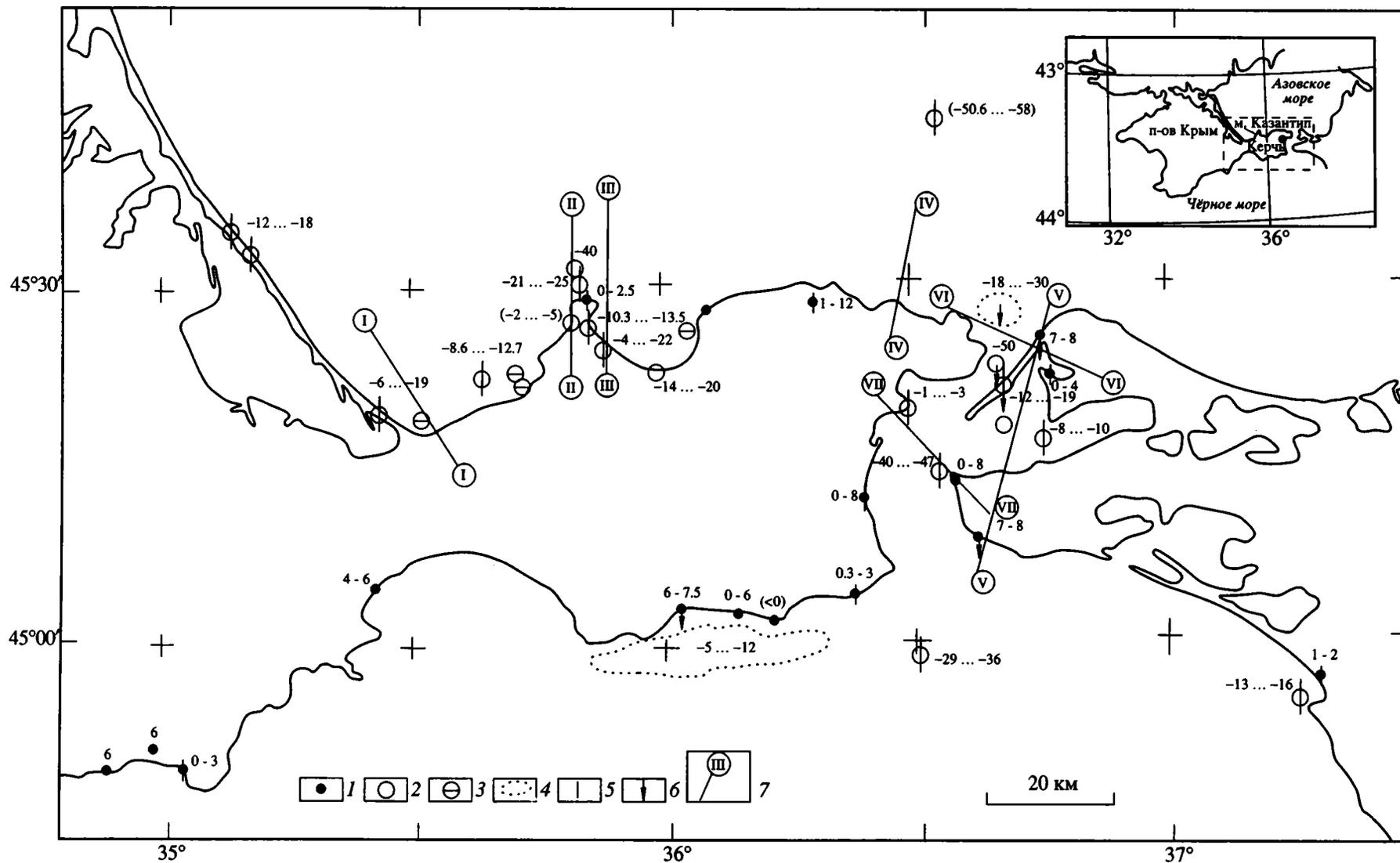


Рис. 2. Карта распространения карангатских морских отложений в Керченско-Таманской области.

1 – выходы прибрежных фаций на суше; 2, 3 – скважины: 2 – вскрывшие прибрежные фации, 3 – не обнаружившие карангатских отложений; 4 – участки установленных выходов карангатских отложений на дне; 5 – обозначение мест, где вскрыты нижняя и верхняя границы отложений; 6 – места, где фиксирована высота кровли отложений (цифры – абсолютная высота залегания); 7 – положение геолого-геоморфологических разрезов (см. рис. 1).

На северном побережье Керченского полуострова от мыса Казантип на западе до котловины Чокракского озера на востоке известны выходы карангатских отложений с фауной в прибрежных фациях. Они встречаются здесь на абсолютных высотах от уреза воды до 11 - 12 м [7, 9, 24]. Вероятно, карангатский же возраст имеет и абразионная терраса высотой 7 - 9 м (абразионный уступ на высоте 10 - 11 м), хотя и покрытая локально новоэвксинскими отложениями до высоты 7 - 8 м над уровнем моря.

На п-ове Казантип отчетливо выявляется **снижение верхней границы** карангатских слоев (прибрежных фаций) от северного берегового обрыва к югу (см. рис. 1, 2). У пос. Мысовое она залегает на несколько метров ниже уровня моря [13], южнее поселка примерно на широте г. Щелкино верхняя граница вскрыта на глубине -5.5 м [23], а еще южнее в Акташской котловине - на глубине 10 м под более молодыми континентальными и солоноводными осадками [2]. На расстоянии около 10 км с севера на юг происходит выполаживающееся снижение кровли горизонта на 20 с лишним метров (см. рис. 1). Учитывая фациальную однотипность и близкую мощность (порядка 2 м) отложений, наиболее приемлемым объяснением является "вздергивание" к северу карангатского горизонта и его верхней границы после накопления отложений горизонта.

Если принимать, что средний возраст карангатского бассейна составляет 120 тыс. лет, средняя за последующее время скорость поднятия северного берега оценивается в  $0.04 - 0.05 \text{ мм год}^{-1}$ , а погружения Акташской котловины -  $0.12 - 0.13 \text{ мм год}^{-1}$  при градиенте (перекосе) на этом участке  $2 \times 10^{-8} \text{ мм год}^{-1}$ . Приводимые здесь и далее величины скорости подъема берега могут уменьшиться при введении поправки на более высокое, на 6 м, стояние уровня Мирового океана в середине карангатского времени [31], но на значениях скорости относительных перемещений и их градиентов это практически не отразится.

Внимательное сопоставление и анализ распространения верхнечетвертичных отложений на п-ове Казантип приводят к установлению еще более молодых деформаций того же характера.

На юго-западном берегу п-ова Казантип вдоль моря отчетливо выражена наклонная к западу-юго-западу поверхность шириной 50 - 100 м, высотой в пределах 5 - 10 м. Вверх она переходит в склон, а у моря, особенно на выступающих в него мысах, образует слабо наклоненную береговую платформу высотой 3 - 4 до 6 м. По-видимому, это остатки абразионной террасы, так как сложена поверхность известняками, лишь местами с незначительным покровом обломков и почвенно-дерновым покрытием.

В заливах между мысами в подмытых морем склонах прослеживается определенная после-

довательность характерных слоев. Нижний компонент разреза представлен мелкими прочно сцементированными обломочниками со слабо окатанным или оглаженным материалом. Это континентальные отложения коллювиального, осыпного характера. Они поднимаются от уровня моря на несколько метров. Мощность их меняется в зависимости от условий склона, достигая в его углублениях 2 - 3 м. Стратиграфически на них залегают мелкозернистые тонкослоистые бассейновые осадки - пески, частью мергелистые супеси. Они выполняют понижения, изначально сильно наклонены к морю, располагаясь на высоте от 0.5 до 2.5 - 3 м и в одном случае до 3.5 - 4 м. Хотя фауна в этих отложениях не обнаружена, их бассейновый характер не вызывает сомнения. Стратиграфически выше по неровной границе залегает опять мелкообломочный материал гравийной размерности с наклоном к морю. Это делювиальные накопления, сопрягающиеся с современными склонами бухт и подмываемые морем. Основание этого слоя спускается до абсолютной высоты около 1 м, осадки не несут следов перемива над современным уровнем моря.

Стратиграфическая последовательность, фациальная принадлежность и условия залегания слоев здесь хорошо сопоставляются с разрезом северного мыса п-ова Казантип, где отложения датированы фаунистически и радиометрически (рис. 3). Верхние слои - это, несомненно, склоновые континентальные накопления, аналогичные и разновозрастные позднеплейстоценовому делювиальному, но супесчаного состава покрову в верхней части североказантипского разреза. Средняя, бассейновая, часть отложений вполне коррелируется с осадками опресненного новоэвксинского бассейна, которые залегают выше мощной погребенной почвы с радиоуглеродной датой  $34270 \pm 1410$  лет и сами датируются по раковинному материалу в 24 - 22 тыс. лет [12, 18]. Нижние осыпные склоновые отложения на юго-западном берегу полуострова коррелируются с небольшой линзой склоновых делювиальных накоплений, перекрывающих в северном обнажении погребенную почву в месте крутого древнего склона. Но в таком случае верхняя граница новоэвксинских отложений на юго-западе полуострова оказывается на 3 - 4 м ниже, чем на его северном берегу, как и основная абразионная платформа (3 - 4 и 7 - 8 м соответственно).

Таким образом, не только по карангатскому маркирующему уровню, но и по новоэвксинскому отмечается наклон первоначально горизонтальных поверхностей в пределах Казантипского п-ова с севера на юг. На протяжении 3 км карангатский уровень здесь снижается, по-видимому, на 10 - 15 м, а новоэвксинский - на 3 - 4 м. Иными словами, здесь на протяжении последних 100 тыс. лет выявляются унаследованные движения в виде перекоса (наклона от линии северного берега

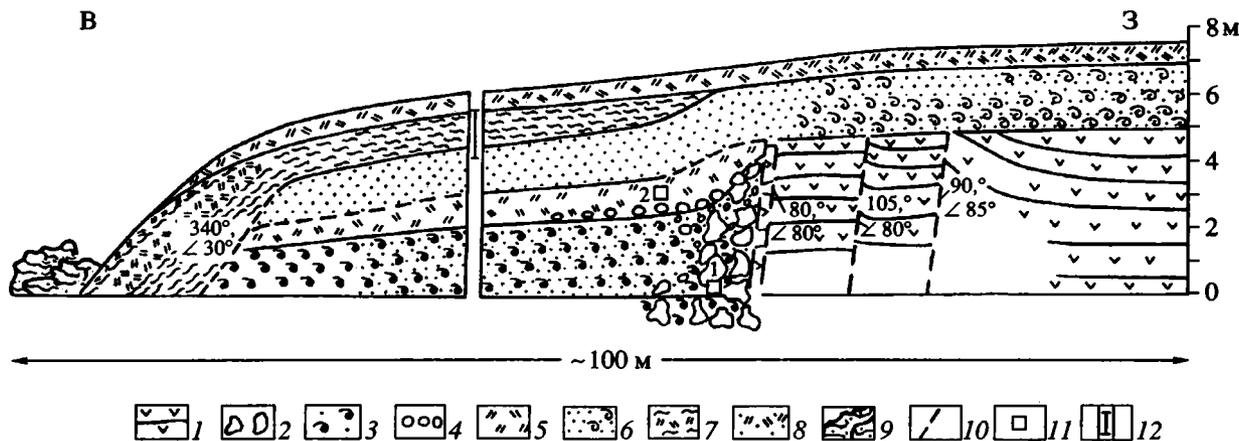


Рис. 3. Разрез обнажения на северном берегу мыса Казантип (см. рис. 2).

1 – известняки понтического яруса; 2 – навал крупных глыб и обломков; 3 – прибрежноморские карангатские отложения с фауной; 4 – переотложенный обломочный материал; 5 – почвенный горизонт; 6 – песчано-глинистые новоэвксинские отложения с фауной; 7 – суглинистый делювиальный покров частично с горизонтами погребенных почв; 8 – современный почвенно-дерновый покров; 9 – оползшие блоки пород; 10 – разрывы; 11 – места взятия образцов на радиометрические определения возраста; 12 – канава и интервал сплошного отбора образцов на палеомагнитный анализ [20].

в сторону суши, но не в сторону моря) массива Казантипского п-ова. Указания на это имеются в литературе [9, 11]. Относительные движения на этом участке, оказывается, имеют скорость в среднем за 120 тыс. лет  $0.1 \text{ мм год}^{-1}$  и за 20 тыс. лет  $0.15 \text{ мм год}^{-1}$ , а градиент за последний отрезок времени  $4.5 \times 10^{-7} \text{ год}^{-1}$ .

На юго-восточном берегу Казантипского п-ова в бухте Татарской террасы не выражены. Прямо от береговой линии поднимаются скальные обрывы высотой 10 - 25 м, перемежаемые редкими бухтами с крутыми осыпями к морю. Древние сцементированные коллювиальные отложения на таких склонах имеют такое же падение к морю. Они занимают высоту от 2 до 6 м (видимые выходы) под развалами более поздних глыбово-обломочных образований. В отличие от юго-западного берега на той же широте бассейновые отложения здесь не обнажаются, и можно полагать, что они залегают только ниже уровня моря, во всяком случае, не поднимаются над ним здесь выше 2 м абсолютной высоты. Это заключение подтвердилось при ознакомлении с материалами буровых работ [2]. В Акташской котловине у одноименного озера в скважине новоэвксинские слои идентифицированы на 6 - 8 м ниже уровня моря. Ориентировочно погружение Акташской котловины за последние 20 тыс. лет происходит со скоростью  $0.3 \text{ мм/год}$ , тогда как северный берег Казантипского п-ова с той же скоростью поднимается. Таким образом, мы получаем определенное представление о том, что верхняя и, по-видимому, нижняя границы новоэвксинских отложений имеют в пределах п-ова Казантип явный наклон к югу, больший к юго-востоку и меньший к юго-западу. К подобному выводу о перекосе п-ова Казантип к югу и погружении Акташской

котловины в четвертичное время по морфологическим признакам независимо пришел автор работы [11].

Не менее показательным является факт гораздо более низкого залегания карангатского и новоэвксинского горизонтов и соответственно их кровли к северу от берегового уступа северного побережья Казантипского п-ова. На прилежащих участках морского дна на расстоянии первых километров от берега, где глубины около 5 - 10 м, прибрежные фации карангатских отложений вскрыты скважинами на глубинах -22 ... -26 м [3] и даже -40 м [23]. Следовательно, на протяжении 1 - 8 км разница залегания кровли прибрежных карангатских отложений составляет здесь не менее 25 м, вероятно, 35 м и, возможно, до 50 м (см. рис. 1). Поскольку вдоль побережья высота кровли карангатских отложений прибрежной фации сохраняется в пределах 8 - 12 м над уровнем моря, резкие высотные различия в поперечном к берегу направлении при одинаковых фациях резонно объясняются резкими относительными перемещениями суши и дна. Средняя скорость относительных движений за поздний плейстоцен оценивается в  $0.3 - 0.5 \text{ мм год}^{-1}$ , а средний градиент -  $2 \times 10^{-7} \text{ год}^{-1}$ . Без признания вдольберегового разрыва с молодыми перемещениями при столь высоких значениях скорости движения и деформации здесь не обойтись. Кстати, полученные значения скорости смещения по разлому оказываются на порядок выше, чем за все послемайкопское время.

Подобные соотношения в залеганиях карангатских отложений на берегу Керченского п-ова и в прилегающих частях акватории Азовского моря устанавливаются и в более восточных сечениях (см. рис. 1, 2): у оз. Чокракского, мыса Хрони, где в южной части моря кровля карангатских

отложений залегает на 10 - 20 и даже 50 м ниже уровня моря [4, 28], между тем как на берегу отмечается местами до 10 - 12 м [1, 7, 24].

К косвенным, но, с нашей точки зрения, вполне показательным признакам молодой (позднеплейстоценовой) активизации в зоне Южно-Азовского разлома относятся такие признаки, как свежие вертикальные трещины и зеркала скольжения, обнаруженные в керне скважин, пробуренных в акватории северного берега Керченского полуострова [29]. Такие следы подвижек обнаружены на глубинах 1, 6, 16, 26 м в лёссовидных континентальных суглинках верхней части разреза верхнечетвертичных отложений. Морфологическим выражением разрыва, приразломной складки или вала выпирания можно считать подводную гряду карангатских прибрежных отложений шириной около 200 м, вытянутую вдоль берега на расстоянии нескольких километров от него, минимально у мысов 0.3 - 0.4 км [27].

Таким образом, мы приходим к выводу о том, что вдоль южного берега Азовского моря на дне обнаруживаются морфологические и геологические признаки продольного разрыва (разрывов) со смещением крыльев на 25 - 50 м за послекарангатское время, т.е. не более чем за 100 тыс. лет, в том числе, по-видимому, и в конце позднего плейстоцена во время накопления континентальных лёссов послекарангатского времени.

Подтверждение совсем молодых подвижек по Южно-Азовскому разлому вытекает из новых хроностратиграфических наблюдений на том же северном берегу п-ова Казантип. Принципиальным является установление недавно новоэвксинского возраста верхних мелкозернистых и тонкослойных бассейновых отложений на абсолютной высоте 5 - 8 м (см. рис. 3) [17, 18, 23]. Оказывается, здесь новоэвксинские отложения с датировками 24 - 22 тыс. лет подняты над уровнем моря, между тем как обычно считается, что они залегают не выше -20 м или максимально на несколько метров ниже современного уровня моря [25, 28]. Заметим, что без внимания осталось сообщение [14] о нахождении, по-видимому, новоэвксинских отложений на высоте 1 - 5.5 м на южной окраине г. Керчи. Те же, что и на берегу п-ова Казантип, отложения и в тех же фациях на дне Азовского моря плащеобразно залегают на 20 - 25 м ниже уровня моря, в том числе и непосредственно севернее мыса Казантип [3]. К северо-западу от Керченского пролива их находят даже на глубинах 40 - 50 м. На Казантипском поперечнике разница в высоте залегания однофациальных мелкозернистых отложений составляет  $30 \pm 3$  м. Следовательно, средняя скорость смещений в зоне разлома могла достигать  $1 \text{ мм год}^{-1}$  за последние 25 - 20 тыс. лет, а градиент скорости -  $7.5 \times 10^{-6} \text{ год}^{-1}$ . Получается, что или вся, или большая часть амплитуды смещений за послекарангатское время возникла за посленовоэвксинское время,

т.е. за последние примерно 25 тыс. лет. За предшествующие примерно 50 тыс. лет амплитуда смещений (с тем же знаком) не превышала 20 м, т.е. скорость смещений не превышала  $0.4 \text{ мм год}^{-1}$ .

Рассмотренный новый фактический материал приводит к заключению о существовании вдоль северного побережья Керченского полуострова продольной зоны значимых тектонических деформаций (рис. 4). Эта зона развивается унаследованно в позднем плейстоцене и голоцене на месте (или в непосредственной близости) Южно-Азовского разлома в двух сопряженных формах. Главной структурой является продольная субширотная ступень (разрыв) с поднятием южного крыла над северным вдоль южного побережья Азовского моря (см. рис. 1, 2). Локально, только на п-ове Казантип, удалось выявить перекося, вздергивание в сторону Южно-Азовского разлома наиболее приближенного к нему блока суши.

Не менее выразительными оказываются признаки контрастных поперечных перемещений позднечетвертичного возраста в Керченском проливе, если судить по высотному распределению карангатских морских отложений. Как видно на рис. 2, если высоты залегания морских отложений этого возраста на берегах пролива составляют 0 - 8 м, то в его акватории аналогичные отложения залегают на отметках -10 ... -20 м у берегов и до -40 ... -50 м на дне. Такой размах высот залегания можно только отчасти объяснить выполнением карангатскими отложениями предшествующей эрозионной ложбины (долины) на месте пролива, ибо в большинстве случаев речь идет о прибрежных пляжевых фациях. В этой связи нельзя также не обратить внимания на то, что на мысе Камыш-Бурун у южной окраины г. Керчи новоэвксинские отложения залегают на высоте 1 - 5.5 м над уровнем моря [14], тогда как карангатские у самого берега погружены на 1 - 3 м ниже уровня моря (см. рис. 2).

Ясное указание именно на тектонический по преимуществу фактор в современном распределении высот залегания карангатских отложений видится и в том, что по оси залива их кровля с севера на юг обнаруживается на глубинах -18 ... -20, -50, -40, -29 м, т.е. высота ее колеблется и увеличивается к югу (см. рис. 2), но не уменьшается последовательно вниз по течению реки в древней долине.

Оценка амплитуды опускания дна Керченского пролива относительно берегов в 50 м за позднекарангатское время не может считаться завышенной. Фактически она может быть и больше, если принять во внимание данные по детально изученному эльтигенскому разрезу на западном берегу Керченского пролива. Здесь обнажена толща мелководных (не пляжевых, как в большинстве других мест) карангатских отложений, накопившихся, судя по экологии комплекса фораминифер, в то время, когда глубина бассейна в этом месте составляла около 20 м [31]. С учетом более

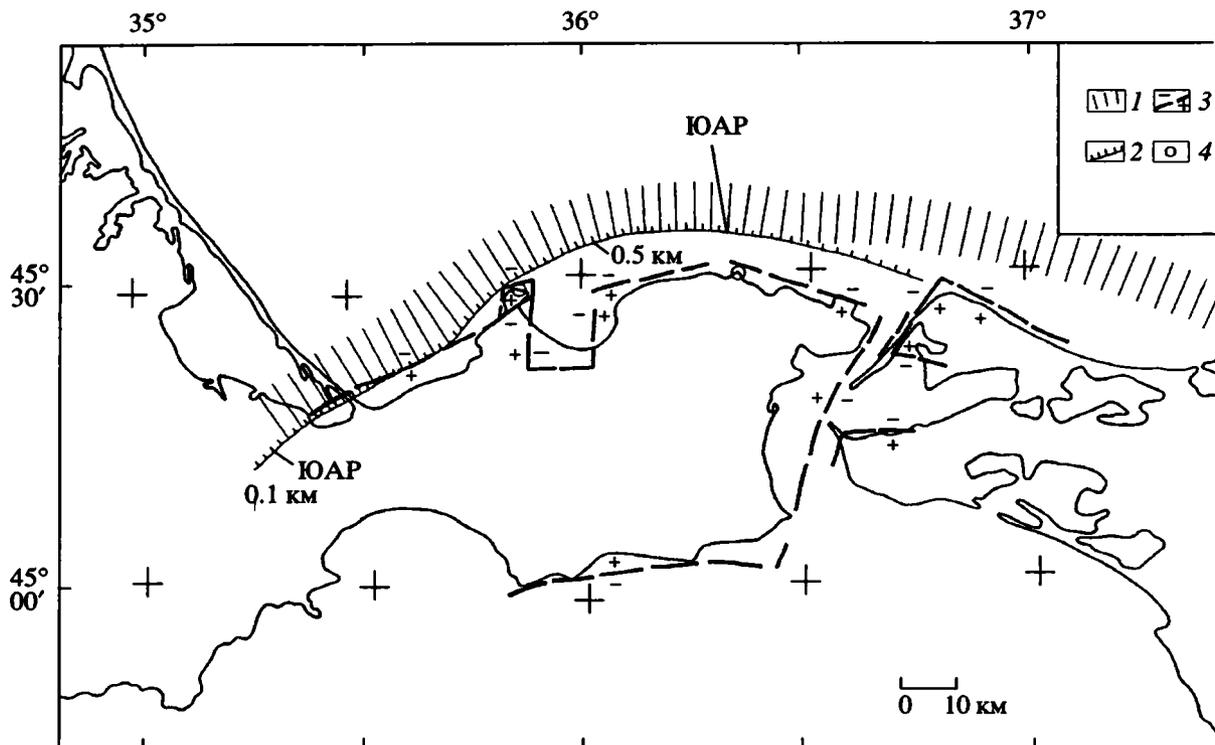


Рис. 4. Карта основных разрывных дислокаций позднечетвертичного возраста в Керченско-Таманской области.

1 – предполагаемая зона тектонических нарушений (Южно-Азовского разлома – ЮАР) по [6]; 2 – основная линия Южно-Азовского разлома по [21] (цифры – амплитуды смещений по подошве майкопских отложений); 3 – выделяемые автором разрывы позднечетвертичного возраста; 4 – места обнаружения молодых разрывов сейсмотектонического характера (описания в тексте).

высокого, на 6 м, чем современный, уровня моря это дает размах последующих перемещений берега относительно прилежащего дна порядка 60 м.

Резкие контрасты высотного положения тел (и/или кровли) прибрежных морских слоев на расстояниях поперек пролива всего в первые километры указывают не только на последующие тектонические нарушения, но и, скорее всего, на их дизъюнктивный характер. Средняя скорость перемещения бортов поперечных разрывов за послекарагатское время (120 - 100 тыс. лет) оценивается здесь в пределах 0.5 мм в год.

Молодая структура Керченского пролива представляется в виде узкого грабена северо-северо-восточного протяжения (см. рис. 4). Составляющие его разрывы, по-видимому, по крайней мере частично, наследуют известный Правдинский разлом близкого простирания, уверенно закартированный по геологическим и геофизическим признакам.

Остается вопрос о том, имеются ли наряду с продольными активные поперечные разрывы и на Керченском полуострове и происходят ли молодые и современные движения в зоне Южно-Азовского разлома постепенно, сравнительно медленно или импульсно в виде сейсмотектонических подвижек. Частичный ответ на эти вопросы дают специализи-

рованные наблюдения на северном побережье Керченского полуострова преимущественно над дислокациями в прочных сарматских известняках.

#### ЛОКАЛЬНЫЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

На самой северной оконечности мыса Казантип вдоль морского берега прослеживается обнажение запад-северо-западного простирания высотой до 8 м, протяжением около 100 м с таким соотношением отложений, как показано на рис. 3.

В западной части основную часть обнажения занимают верхнесарматские слоистые известняки с покровом солонowodных новоэвксинских слоев, а в восточной оно целиком сложено верхнечетвертичными отложениями, начиная с карангатских морских и кончая верхнеголоценовыми почвами у поверхности [17, 18]. Массивные и в целом горизонтальнослоистые известняки в восточной части выхода испытывают деформации и нарушения (см. рис. 3). Установлены три поперечных крутых разрыва меридионального простирания. На западных крыльях вблизи разрывов слои несколько воздымаются к востоку, приобретая наклон к западу максимально до 30° - 40° на протяжении нескольких метров. Эти приразломные

деформации указывают на относительные поднятия восточных блоков относительно западных на величину нескольких метров. Однако по крайнему восточному разрыву явно опущено восточное крыло, а величина смещения превышает 5 - 6 м. Западные разрывы образуют щелевидные расширения до 3 - 10 см шириной, однако со следами старых притираний и сглаживаний на боковых плоскостях. Таким образом, здесь обнаруживается система меридиональных крутонаклоненных к востоку-юго-востоку разрывов со следами поперечного растяжения и вертикальных смещений. Для определения амплитуд, времени и генезиса смещений важны следующие факты.

1. Непосредственно восточнее восточного разрыва имеется навал крупных блоков известняков – след обвала, вероятно, возникшего одновременно с разрывом и созданным им уступом. Морские карангатские отложения с фауной накопились, когда материал обвала уже занимал нынешнее положение, ибо занимают промежутки между глыбами и фациально видоизменяются по мере удаления от них и уступа к востоку.

2. Над уступом-разрывом и к востоку от него слою четвертичных отложений наклонены к востоку, но, если окатанный валунник над обвальной массой и морскими карангатскими отложениями наклонен к востоку под углом  $8^{\circ}$  -  $10^{\circ}$  до  $15^{\circ}$  около уступа, то вышележащая сильно гумусированная почва изогнута на  $20^{\circ}$  -  $25^{\circ}$ .

Перекрывающие ее уступ, а на западе и коренные известняки тонкозернистые и тонкослоистые пески новоэвксинского горизонта имеют наклон к северо-северо-востоку под углом  $10^{\circ}$  -  $15^{\circ}$ , т.е. залегают на почве с угловым и стратиграфическим несогласием, но сами уже не несут каких-либо следов последующих деформаций.

Из приведенных фактов выводится ряд заключений. Разрывы и восточный уступ возникли до накопления здесь карангатских морских отложений, хотя, возможно, и в рамках карангатского времени. Оживление восточного разрыва со смещением по нему на 1.3 - 1.5 м имело место в процессе накопления погребенной ныне почвы или позднее, но до накопления новоэвксинских слоев. С учетом возраста морских отложений в разрезе [18, 23] последняя подвижка на 1.3 - 1.5 м относится ко времени 25 - 30 тыс. лет, а предшествующая на 3.5 - 4 м – ко времени свыше 80, вероятно, между 80 и 150 тыс. лет назад. Заметим, что совершенно независимо весьма скрупулезные палеомагнитные исследования верхнеплейстоценово-голоценовых покровных суглинков установили всего в нескольких сотнях метров к западу меридиональный разрыв на 0.4 м голоценового возраста [20].

Таким образом, на рассмотренном участке наблюдаются прямые свидетельства пусть небольших по амплитудам, но ясных разрывных нарушений импульсного характера в позднелайстоцено-

вое время. Устанавливая прямую связь активности субмеридиональных структур с обстановкой субширотного растяжения, обнаруженные факты могут рассматриваться и как косвенное подтверждение одновременной молодой активности основных продольных структур в условиях субмеридионального сжатия, но с большими амплитудами.

Некоторые наблюдаемые признаки интерпретируются в пользу сейсмического происхождения подвижек по разрывам. К ним относятся импульсный, а не постепенный и продолжающийся характер подвижек, следы оглаженности, как бывает при трении поверхностей, образование и сохранение без переработки обвала (не постепенного навала) из известняковых необработанных блоков непосредственно в опущенном крыле восточного разрыва. Показательно, что если в обнажении импульсность подвижек устанавливается только в интервале от 5 до десятков тысяч лет, то в детально изученном палеомагнитным методом соседнем разрезе импульсность смещения определяется как геологически одномоментная [15]. Кстати, и амплитуды смещений (0.4–1.5–3.5 м) не выходят за пределы известных величин сейсмотектонических подвижек при сильных землетрясениях ( $M \geq 5.5$ ). Однако остается открытым вопрос, вся ли наблюдаемая величина смещений (возможно, до 10 м) связана с импульсными подвижками сейсмотектонической природы или частично она обязана крипу.

Другой пример активных тектонических подвижек, возможно, в связи с землетрясениями относится к восточной части п-ова Казантип. Здесь в одной из бухточек (в 0.4 км южнее бухточки с островком) на южном ее берегу выходят массивные сарматские известняки. Они разбиты серией субпараллельных трещин, которые пересекают пологие выходы известняков на высоте всего несколько метров над уровнем моря. Трещины параллельны или расходятся под острыми углами, кулисны, протягиваются в 3 м одна от другой в северо-запад-юго-восточном направлении с наклоном по азимуту  $220^{\circ}$  -  $250^{\circ}$  под углами  $60^{\circ}$  -  $80^{\circ}$ . Видимая длина каждой трещины 10 м или несколько более, раскрытие – 1 - 5 см. Края трещин неровные, резкие, в расширениях слабо сглаженные. Вероятно, трещины развивались в несколько фаз, последние из которых совсем молоды. Трещины располагаются в массиве, не оползшем и не подверженном отседанию (нависанию), и наклонены внутрь склона. Все это заставляет относить их к сейсмотектоническим. Подобные трещины обнаружены и на северном берегу бухточки. Показательно, что разрывы и трещины субмеридионального простирания не имеют следов притирания, штрихов, зеркал скольжения, будучи открытыми. Это указывает на их возникновение в обстановке субширотного растяжения (субмеридионального сжатия). Важно, что подняты, пусть едва заметно, крылья, обращенные

к суше, а опущены приморские. Это указывает на тенденцию к поднятию восточной части суши относительно Казантипского залива.

Такие трещины в известняках могут возникать при землетрясениях интенсивностью 8 баллов и более.

Третье проявление активной тектоники (сеймотектоники) на п-ове Казантип отмечено на его западном берегу, обращенном к Арабатскому заливу. Денудационная равнина, бронированная сарматскими известняками, здесь полого спускается к западу, будучи обрезана у самого берега уступом, в плане мелкоизвилистым (чередование бухт и мысов). На мысах и вблизи них на пологой равнине обнаружено несколько свежих трещин и уступчиков, выделяющихся на гладкой плоской известняковой поверхности. Их видимая длина всего по 1.5 - 3 м, вероятная – свыше 5 м, вытянуты они обычно к северо-северо-западу или северо-западу, т.е. параллельно генеральному направлению берега. В нескольких случаях наблюдалось взбрасывание на 5 - 10 см западного, нижнего, крыла. В нескольких других местах у обрыва берега глыбы известняка по трещинам как бы надвинуты с востока на запад. Наконец, в двух местах по характерным внутренним изгибам трещин на разошедшихся бортах разрывов четко определяется по направленным к северо-востоку трещинам смещение блоков к юго-западу и юго-юго-западу, что, возможно, связано с импульсами с северо-востока и северо-северо-востока. Эти трещины могут быть тектоническими трещинами растяжения. И морфологически, и по залегающей бассейновых отложений вдоль берега здесь можно наметить меридиональный разрыв (крутую флексуру). Мелко- и тонкозернистые бассейновые отложения (новоэвксинские) залегают у берега так круто ( $10^{\circ}$  -  $30^{\circ}$ ) с образованием флексуры, что приходится допустить дислокацию после их накопления в более пологом и ровном положении. Амплитуда деформаций при этом оценивается примерно в 2 м, а возраст – как конец позднего плейстоцена, ориентировочно между 15 - 13 и 10 - 9 тыс. лет назад. Вполне вероятно, что этот тектонический импульс по времени совпал с тем, который определяется на северном берегу п-ова Казантип как в широтных, так и в текущих меридиональных структурах.

В целом, таким образом, получается, что п-ов Казантип ограничен активными разрывными зонами, по которым испытывает продолжающееся поднятие в конце позднего плейстоцена и, вероятно, в голоцене (см. рис. 4). Поперечные меридиональные разрывы на западе и востоке полуострова дополняются по крайней мере еще одной параллельной зоной (см. выше), секущей полуостров с севера на юг, по которой опущен восточный блок.

Вывод об относительном субмеридиональном поднятии Казантипского блока в позднем плейстоцене и голоцене вполне согласуется с распре-

лением мощности соответствующих осадков на прилегающей акватории [4].

Небольшие сеймотектонические нарушения обнаружены и в основании п-ова Казантип.

В восточной части г. Щелкино вдоль шоссе обследованы протяженные выемки, подрезающие склон Акташской гряды с востока, имеющий наклон  $10^{\circ}$  -  $12^{\circ}$  вверху и до  $25^{\circ}$  внизу. У южного края выемки в массиве известняков, выступающем к юго-востоку из-под делювия и глинистых слоев неогена, на глубине 2 - 4 м от поверхности вскрыты старые (возникшие до вскрытия) трещины шириной 1 - 2 и 5 - 7 см с рваными краями. Главная из них вверху вертикальна, а ниже изгибается, получая наклон к северо-востоку под углом  $70^{\circ}$ . Внешний юго-западный блок массива шириной около 1 м оторван (и расщелчен еще одной трещиной), отодвинут к юго-западу на 5 - 8 см и на 3 - 4 см по второй трещине и, кроме того, сдвинут к юго-востоку по направлению силы тяжести.

Другие объяснения возникновения этих дислокаций, помимо сейсмических, представить трудно. Если же принять сейсмическое воздействие, то динамический импульс определяется как пришедший с северо-востока, что согласуется и с другими фактами. Такие дислокации вряд ли возникли бы при интенсивности удара менее 8 - 9 баллов.

Еще одна дислокация сеймотектонического характера обнаружена на другом участке берега в известняках на мысе Зюк у пос. Курортное, где располагаются остатки античного города Зенонов Херсонес.

Мыс образован башнеобразным выходом массива рифтовых известняков диаметром в несколько десятков метров и высотой до 60 м. Через весь массив посередине по азимуту  $10^{\circ}$  -  $20^{\circ}$  на протяжении 50 - 70 м прослеживается крупная трещина-щель. В средней части трещины ее видимая глубина составляет 5 - 10, местами 12 м, при ширине зияния вверху 0.5 - 1.0 м и большем внизу. В северной части при выходе к берегу моря щель видна на глубину 5 м при ширине внизу 0.1 - 0.15 м, а вверху до 0.5 м.

В южной части, по-видимому, та же (или параллельная) щель шириной 2 - 3 м наблюдается гипсометрически значительно ниже, в нескольких метрах выше уровня моря. Здесь щель полностью заполнена культурными слоями античного городища в стратиграфически нормальной последовательности, начиная с VI - V веков до н.э. Залегание культурных слоев в щели таково, что фиксирует отсутствие раскрытия трещины или видимых смещений по ней после VI века до н.э. (и вплоть до VI века н.э.). Об этом же свидетельствует закругленность, выветренность стенок трещины в центральной ее части по простиранию, где она ничем не заполнена выше уровня культурных горизонтов. Однако подвижки по ней в более раннее время, вероятно, пассивные, все

же происходили, что устанавливается по наличию в южной части трещины, под мощными культурными слоями, навала крупных угловатых глыб известняка размером до  $3 \times 2 \times 1.5$  м. Навал обрушился и ныне наклонен с востока на запад (ЗСЗ), протягиваясь от западной стенки трещины (и ее разрушил сверху) на расстояние, большее чем первоначальная высота стенки, т.е. связан не с чисто гравитационным обрушением, но с сильным боковым импульсом.

В северной части щели-трещины, по-видимому, имели место активные подвижки по ней. Здесь наблюдается параллельная свежая обновленная трещина шириной всего 1–2–4 см с наклоном к СЗ (аз. пд.  $310^\circ$ ) под углом  $75^\circ$ . Висячее крыло трещины поднято, на внутренней плоскости этого крыла видны штрихи того же направления. Величина смещения вряд ли превышает первые десятки сантиметров.

Факт небольшого поднятия юго-восточного крыла и сохранность штрихов по направлению перемещения (взбрасывания к северо-западу) позволяют связывать последнее с сейсмической подвижкой молодого времени (вероятно, не древнее 2 тыс. лет назад) в этой зоне.

Еще несколько лет назад сведения о сейсмических проявлениях, к тому же столь сильных, что создавали сейсмотектонические дислокации, могли показаться неправдоподобными. Однако к настоящему времени район уже не относится к сейсмически спокойным и безопасным. Независимо по сейсмологическим [26] и макросейсмическим [15] данным фиксируются слабые, но ощутимые землетрясения именно вдоль северного берега Керченского полуострова. Отдельные эпицентральные области оказываются вытянутыми в перпендикулярном к берегу направлении. Более того, совершенно независимыми способами с помощью детальных палеосейсмогеологических и археосейсмических исследований вдоль северного берега полуострова выявлены следы редких, но весьма сильных землетрясений [16, 19, 26]. Их эпицентры независимо от геологических данных определяются в Азовском море вблизи южного берега. А для одного более позднего из них интенсивность порядка 9 баллов даже намечена эпицентральная область, попадающая как раз на зону Южно-Азовского разлома и вытянутая широтно вдоль него [16]. Таким образом, независимые данные оказываются согласующимися и согласно обнаруживают не только молодую тектоническую активность, но и сейсмотектонические реалии в зоне Южно-Азовского разлома, а также по поперечным разрывам. Его следует причислять к сейсмогенерирующим, способным порождать крупные и относительно глубокие землетрясения, которые не могут не сопровождаться значимыми тектоническими подвижками.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные геологические и геоморфологические материалы показывают, что выделенная первоначально геофизическими методами зона крупного Южно-Азовского разлома, вытянутая широтно вдоль южного берега Азовского моря, обнаруживает отчетливые следы продолжающихся молодых подвижек. В течение последних 100 - 50 тыс. лет южное крыло разлома испытывает поднятие (взбрасывание?) со средней величиной скорости  $0.3 - 0.5$  мм год<sup>-1</sup>, между тем как расчетное значение скорости за последние 10 млн. лет на порядок меньше. Помимо активности главного разлома, которая на суше распознается по косвенным признакам и лишь в виде отдельных мелких опережающих нарушений, устанавливается активность в то же время поперечных нарушений (по краям п-ова Казантип и в Керченском проливе).

Имеются немногочисленные косвенные признаки того, что структуры развиваются в обстановке преобладающего меридионального сжатия и относительного широтного растяжения.

Амплитуды выявляемых молодых движений дизъюнктивного характера (возможно, частью и в виде флексур в пластичных отложениях чехла) невелики, в пределах от нескольких метров до 50 - 60 м, но движения развиваются унаследованно и имеют морфообразующее действие.

Перемещения блоков происходят как в виде постепенных смещений, так и в виде импульсов сейсмотектонического характера, при которых кратковременные (единовременные) подвижки могут составлять десятки сантиметров – первые метры. Обнаруживаются признаки того, что Южно-Азовский разлом, будучи структурой глубокого заложения, является сейсмогенерирующим, способным порождать землетрясения разрушительной силы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсланов Х.А., Гей Н.А., Измайлов Я.А., Локшин Н.В., Герасимова С.А., Тертычный Н.И. О возрасте и климатических условиях формирования осадков позднелайстоценовых морских террас побережья Керченского пролива // Вестн. ЛГУ. Сер. геол.-географ. 1983. № 12. С. 69 - 79.
2. Барз И.М., Данилов И.С., Загородний Г.Г., Пасечный Г.В. Стратиграфия антропогенных отложений шельфа западного побережья Крыма // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепрпетровск: Кн. изд-во, 1982. С. 65 - 73.
3. Барз И.М., Сиденко О.Г., Вишневецкий А.В., Петрук В.А. Стратиграфия морских четвертичных отложений северо-западной части Азовского моря // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 4. С. 28 - 35.
4. Геология Азовского моря. Киев: Наук. Думка, 1974. 248 с.
5. Герасимов М.Е., Алиев О.Г., Шеголихин А.Ю. Роль скоростной характеристики осадочного чехла в оп-

- ределении положения очаговых зон землетрясений // Геофиз. журн. 1992. Т. 14. № 1. С. 87 - 93.
6. Герасимов М.Е., Коморный А.Ж., Кривченков Б.С. и др. Результаты геолого-геофизических исследований на акватории Азовского моря // Геология нефти и газа. 1978. № 4. С. 49 - 55.
  7. Григорович-Березовский Н.А. Постплиоценовые морские отложения Черноморского побережья // Зап. Новорос. об-ва естествоиспытателей. Одесса, 1902. Т. 24(2). С. 103 - 122.
  8. Губанов И.Г., Ключин А.А. Новые местонахождения древнеэвксинских и карангатских отложений на Азовском побережье Керченского полуострова // Новые данные по геологии, геохимии и минералогии плиоценовых и постплиоценовых отложений акватории Азовского моря. Киев: Наук. Думка, 1969. С. 85 - 89.
  9. Губанов И.Г., Ключин А.А., Науменко П.И. Морские террасы азовского побережья Керченского полуострова и их информативность о миграции четвертичных береговых линий // Материалы по изучению четвертичного периода на территории Украины (к XI юбилею конгресса INQUA). Киев: Наук. Думка, 1982. С. 259 - 272.
  10. Едигарян З.П., Алексин И.А., Глазунова К.Н. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений дна Азовского моря // Бюл. КИЧП АН СССР. 1970. № 37. С. 47 - 54.
  11. Зыков Д.С. Признаки проявления новейших и позднеголоценовых тектонических движений на Керченском полуострове // Вестн. МГУ. 1993. Сер. 4. № 2. С. 15 - 25
  12. Мамыкина В.А., Хрусталева Ю.П. Береговая зона Азовского моря. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1980. 175 с.
  13. Моляко Г.І. Карангатські відклади УРСР і Криму // Геологічний журнал. Київ, 1948. Т. IX. Вып. 4. С. 62 - 69.
  14. Науменко П.И. Старо-Карантинская послетретичная терраса // Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Киев: Наук. Думка, 1976. Вып. 4. С. 135 - 137.
  15. Никонов А.А. Макросейсмические данные о слабых землетрясениях Керченского полуострова (1949 - 1989) // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол.-химич. и биол. науки. 1990. № 11. С. 21 - 24.
  16. Никонов А.А. Разрушительное землетрясение 1751 г. в Крыму - научная реконструкция незарегистрированного события // Физика Земли. 1994. № 12. С. 88 - 102.
  17. Никонов А.А., Пахомов М.М. К палеогеографии послекарангатского времени в бассейне Азовского моря // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 6. С. 766 - 769.
  18. Никонов А.А., Федоров П.В., Арсланов Х.А., Герасимова С.В., Пахомов М.М., Козырева М.Г. Новые данные о позднечетвертичных отложениях Восточного Крыма // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 6. С. 1270 - 1274.
  19. Никонов А.А., Чичагова О.А., Черкинский А.Е. Радиоуглеродное датирование почв для diagnosti-
  - ки склоновых дислокаций (на примере участка Крымской АЭС на Керченском полуострове) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 80 - 90.
  20. Печерский Д.М., Сафонов В.А., Диденко А.Н. Магнитотектоническое изучение голоценовых отложений в районе Казантипского залива // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 5. С. 89 - 100.
  21. Плахотный Л.Г., Пасынков А.А., Палинский Р.В. и др. Тектоническое положение и структурное районирование Керченского полуострова // Сов. геология. 1989. № 3. С. 77 - 84.
  22. Семененко В.Н., Ковалюх Н.Н. Абсолютный возраст верхнечетвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа // Геол. журн. 1973. Т. 33. № 6. С. 91 - 97.
  23. Семененко В.Н., Вишневецкий А.В., Петрук В.А., Лупаренко А.В., Ковалюх Н.Н. О морских верхнечетвертичных отложениях северо-западной части Керченского полуострова // Геол. журн. 1991. № 3. С. 105 - 116.
  24. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Наука, 1963. 160 с. (Тр. Геол. ин-та. Вып. 88).
  25. Федоров П.В. Некоторые дискуссионные вопросы плейстоценовой истории Черного моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 1. С. 108 - 117.
  26. Чекунов А.В., Гавриленко Н.М., Шнюков Е.Ф. и др. Геологическая структура и геодинамика района Крымской АЭС // Геофиз. журн. 1990. Т. 12. № 3. С. 3 - 28.
  27. Шнюков Е.Ф., Аленкин В.М., Путь А.А. и др. Керченский пролив. Киев: Наук. Думка, 1981. 58 с.
  28. Шнюков Е.Ф., Аленкин В.М., Слипченко Б.В. К литологии карангатских отложений юго-западной части Азовского моря // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., химич. и биол. науки. 1979. № 3. С. 189 - 195.
  29. Шнюков Е.Ф., Григорьев А.С., Ширица А.С. и др. Результаты геологических исследований в акватории Азовского моря // Новые данные по геологии, геохимии и минералогии плиоценовых и постплиоценовых отложений акватории Азовского моря. Киев: Наук. Думка, 1969. С. 14 - 56.
  30. Шнюков Е.Ф., Юханов И.С., Ширица А.С. и др. Некоторые основные итоги геологических исследований северного склона Керченского полуострова в акватории Азовского моря // К геологии акватории Азовского моря. Киев: Наук. Думка, 1968. С. 24 - 36.
  31. Bylinski E.N., Janco V.V., Motnenko I.V. Sea level changes at the Elligen coastal exposure, East Crimea // INQUA Commis on Quaternary Shorelines, Subeomission on Mediterranean and Black Sea Shorelines // Newsletter. 1990. № 12. P. 12 - 15.

Рецензент: В.Г. Трифонов

## **Signs of the Recent Tectonic Activity in South-Azov and Kertch Faults (Crimea)**

**A. A. Nikonov**

*Joint Institute of Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Young deformations are revealed on the bases of the index horizons in the Karangat (140 - 80 thousand years) and Novoevksin salty (25 - 10 thousand years) basins of the Azov and Black seas and adjoining borders of Kertch and Taman peninsulas. They are concentrated in the latitudinal South-Azov fault zone and along the attended oblique and transverse displacements. Displacement amplitudes are 25 - 60 m, and average calculated speeds 0.1 - 0.5 mm/year. Traces of seismotectonic movements are established.

УДК 551.242.11/551.14(517)

## ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ И МАГМАТИЗМ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ЮЖНО-ХАНГАЙСКОЙ ГОРЯЧЕЙ ТОЧКИ МАНТИИ (МОНГОЛИЯ)

© 1994 г. В. В. Ярмолюк\*, В. Г. Иванов\*\*, В. И. Коваленко\*, В. С. Самойлов\*\*

\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

\*\*Институт геохимии СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 27.09.93 г.

На основе данных о возрасте, составе и геологическом положении вулканических пород определены этапы формирования позднемезозойско-кайнозойской пространственно изолированной вулканической области, расположенной на территории Центральной и Южной Монголии. Для каждого этапа установлены вещественные характеристики магматических пород, а также площади и объемы их проявлений. Показано, что во времени этапы вулканизма были сближены, а ареалы вулканических пород последовательных этапов обычно территориально перекрывались и обладали соизмеримыми размерами. С учетом сходства разновозрастных вулканических пород, представленных в основном субщелочными и щелочными вулканитами основного состава, а также обычного присутствия в вулканитах мантийных ксенолитов сделан вывод о связи вулканической области с горячей точкой мантии. Общая тенденция ее развития во времени определялась сокращением активности от раннего мела к позднему мелу и палеогену и возрастанием активности в позднем кайнозое. На фоне этой тенденции установлена периодичность более высокого порядка, определяемая чередованием импульсов активности с более высокой и более низкой интенсивностью вулканических процессов.

В Центральной Азии внутриплитный магматизм наиболее выразительно проявился в кайнозое. Ему отвечают многочисленные поля вулканитов, распространенные на территории Монголии, Забайкалья и Приморья, Северо-Западного Китая. Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым [2] было высказано предположение о связи этого магматизма с горячей полем мантии. Распространяясь на огромной площади независимо от структур основания, эти вулканиты обычно группируются в пределах замкнутых ареалов, обособленных в пространстве от других разновозрастных ареалов. Природа таких ареалов пока остается не определенной. В статье мы рассматриваем эту проблему на примере области развития внутриплитных магматических пород в Центральной Монголии. Она охватывает Хангайское нагорье и его восточное обрамление, а также районы, простирающиеся к югу от нагорья вплоть до южной границы страны [20] (рис. 1). Отличительной особенностью этого ареала является развитие в его пределах не только позднекайнозойских вулканитов, типичных и для других ареалов, но и более древних – раннекайнозойских и позднемезозойских. Возникшие в течение столь длительного интервала времени магматические породы отвечают серии многочисленных актов вулканизма. Их объединяет последовательное проявление разновозрастных пород в одних и тех же структурах, сближенность во времени последовательных импульсов вулканизма и сходство составов вулканических продуктов, представленных главным

образом субщелочными и щелочными породами основного состава. Объединяясь в связанную совокупность образований, магматические породы ареала обособлены пространственно или во времени от других проявлений магматизма Центральной Азии. Так, наиболее поздние магматические события, которые предшествовали образованию рассматриваемого ареала, завершились в начале ранней перми [19]. Одновозрастные отдельным его эпизодам магматические процессы протекали далеко за пределами ареала на расстоянии не менее 500 км от его границ. Таким образом, вырисовывается достаточно обособленная компактная магматическая область, характеризующаяся исключительно длительным и устойчивым проявлением родственных магматических пород. Все это привело к представлению о связи магматизма области с деятельностью горячей точки мантии [20], выделенной под названием Южно-Хангайской. К настоящему времени получены новые данные о возрасте магматических пород ареала, об их составах, условиях проявления и объемах. В статье эти данные использованы для выявления динамики формирования магматического ареала, являющегося уникальным примером деятельности длительно развивающейся внутриконтинентальной горячей точки мантии.

### ВОЗРАСТНАЯ СТРУКТУРА (ЭТАПНОСТЬ) МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Выделение этапов магматизма проводилось на основе группировки магматических пород в ассо-

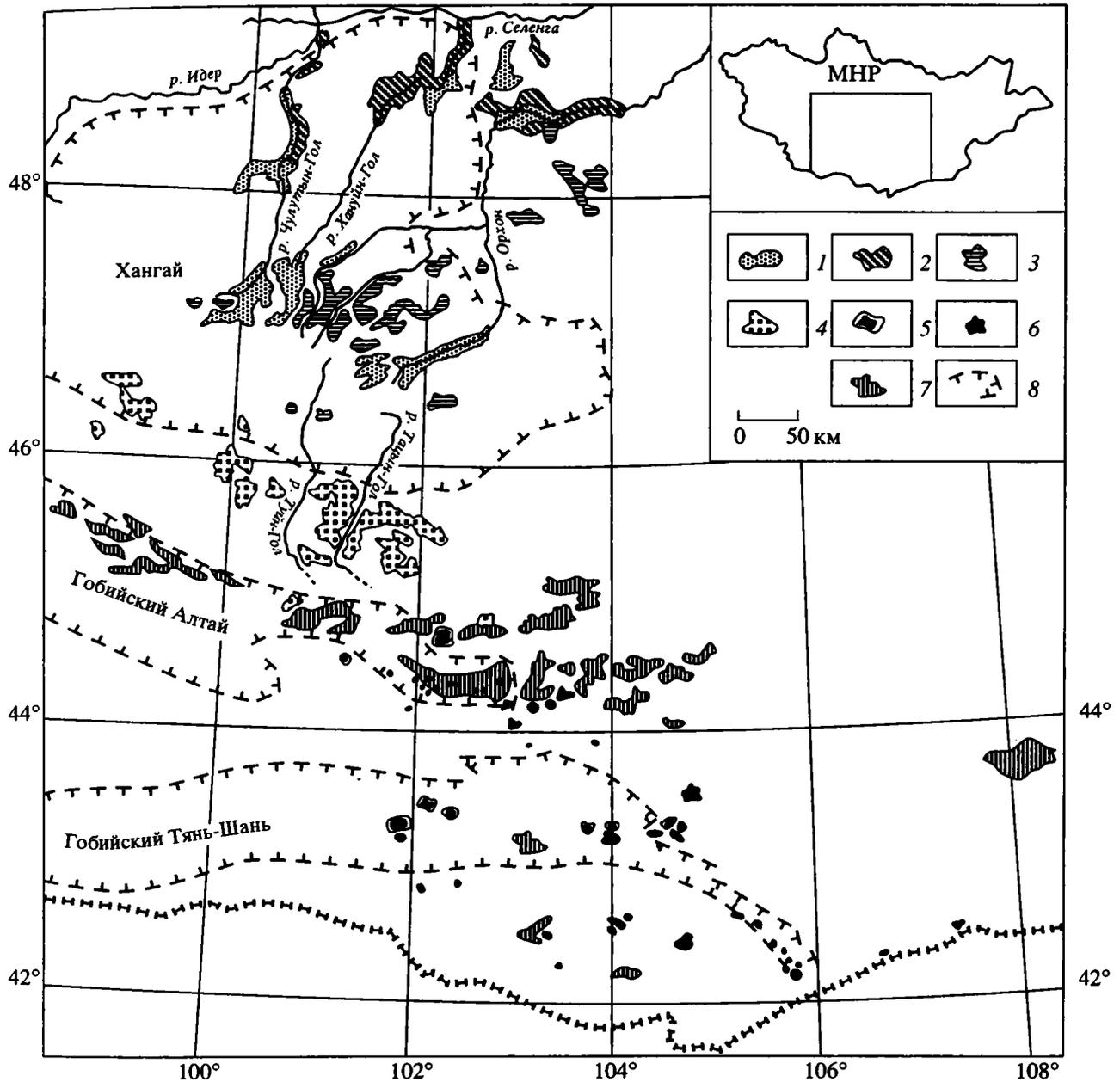


Рис. 1. Схема размещения позднемезозойско-кайнозойских магматических пород на территории Южной и Центральной Монголии.

1 - 7 - комплексы магматических пород: 1 - эоцен-голоценовые, 2 - плиоценовые, 3 - среднемиоценовые, 4 - позднеолигоценовые и раннемиоценовые, 5 - палеоценовые - эоценовые и раннеолигоценовые, 6 - позднемиоценовые, 7 - позднеюрские - раннемиоценовые; 8 - границы горных сооружений. На врезке показана позиция территории в пределах Монголии.

циации, характеризующиеся близким возрастом формирования и общими структурными условиями проявления. Возраст пород устанавливался на основе их соотношений с палеонтологически документированными толщами, а также в соответствии с данными К-Аг датирования пород. Последние играли решающую роль в определении возрастной позиции позднекайнозойских вулканических толщ, которую в большинстве случаев трудно установить из геологических соотношений.

Определения в основном были сделаны в лабораториях изотопной геохимии ИГЕМ РАН и Института геохимии СО РАН. Датирование контрольных образцов разных возрастных групп вулкаников показало хорошую сходимость определений, различающихся в пределах ошибок измерений.

Достоверность К-Аг датировок контролировалась, прежде всего, результатами их соответствия геологическому возрасту пород, установленному палеонтологическими определениями или

соотношениями с палеонтологически датированными стратифицированными толщами. Геологическое расчленение “немых” вулканических толщ проводилось на основе данных палеовулканологических исследований, вещественных характеристик вулканитов, общей тектонической (неотектонической) позиции. Отметим, что выделенные на этой основе вулканические толщи характеризуются статистически выдержанными интервалами К-Аг датировок, отличающимися их от других толщ.

В табл. 1 учтены имеющиеся данные по К-Аг определениям возраста пород региона. Они обоб-

щены, кроме того, на гистограмме (рис. 2). Принимая во внимание особенности пространственного и структурного размещения пород, следует отметить, что максимумы гистограммы в известной степени соответствуют более или менее однородно сформированным вулканическим комплексам. В соответствии с этим, а также коррективами, вносимыми геологическими соотношениями, определены этапы формирования магматической области (см. табл. 1). Особо отметим, что при выделении этапов были учтены данные Е.В. Девяткина [1], В.Ф. Шувалова и Т.В. Николаевой [17], В.С. Самойлова [13] и других исследователей [5, 6, 9, 12], подготовившие основу для создания общей схемы

**Таблица 1.** Этапы формирования и К-Аг возраст позднемезозойско-кайнозойских магматических пород Центральной и Южной Монголии

| Этапы вулканизма<br>(возрастные группы пород) | К-Аг возраст вулканитов  |
|---|--|
| 1. Позднеюрский ( $J_3$ )                     | Восточный сегмент Гоби-Алтайской рифтовой зоны: 159(П), 157(П), 156(П), 155(П), 153(П), 152(П), 151(П), 151, 150, 149(П), 148(П)<br>Центральный сегмент: 152, 148, 146, 145, 145, 145, 144, 144, 144, 144, 144, 143, 143, 143, 143, 143, 143, 142, 142, 142, 141, 141, 141, 140, 139, 138, 135 |
| 2. Начало раннего мела ( $K_1^1$ )            | Восточный сегмент: 136, 131, 130, 129<br>Центральный сегмент: 134, 134, 133, 133, 132, 130, 130, 129(Ш), 129, 128, 127(Ш), 127, 127, 126(Ш), 125, 123, 122(Ш), 122, 121(Ш), 120, 119(Ш), 118<br>Западный сегмент: 135, 132(Ш), 126, 121  |
| 3. Середина раннего мела ( $K_1^2$ )          | Восточный сегмент: 128(П), 126(П), 126, 125(П), 124(П), 124(П), 124(П), 123(П), 123, 122(П)<br>Центральный сегмент: 120, 119, 118, 117, 115<br>Западный сегмент: 118, 116  |
| 4. Конец раннего мела ( $K_1^3$ )             | Центральный сегмент: 118(Ш), 113(Ш), 113, 112(Ш), 112, 110(Ш), 110, 108(Ш), 107, 107, 105<br>Западный сегмент: 118, 116, 112, 112, 111, 110  |
| 5. Начало позднего мела                       | 105, 105, 103(Ш), 102(Ш), 102, 101(Ш), 101(Ш), 100, 99(Ш), 97, 96, 95(Ш), 94(Ш), 94(Ш), 93(Ш), 92(Ш), 90, 88   |
| 6. Конец позднего мела                        | 84, 76, 76, 75(Ш), 75, 75, 75, 73, 73, 71, 71  |
| 7. Палеоцен-эоценовый ( $P_{1-2}$ )           | 62, 61(Ш), 60, 57(Ш), 55(Ш), 53(Ш), 54(Ш), 51(Ш), 47, 47, 47   |
| 8. Раннеолигоценый ( $P_3^1$ )                | 44, 41, 37, 37, 34, 34, 34, 33, 33, 32(Ш), 32, 32, 31  |
| 9. Позднеолигоценый ( $P_3^2$ )               | 31(Д), 30(Д), 30(Д), 30, 30, 30, 30, 28(Д), 27, 26(Д), 26, 26, 25(Д), 25, 24(Д)  |
| 10. Раннемиоценовый ( $N_1^1$ )               | 22, 21(Д), 20(Д), 20, 20, 19(Д), 18.9(Д), 18.5; 18, 18, 17(Д), 16(Д), 16(Д)  |
| 11. Средне-позднемиоценовый ( $N_1^{2-3}$ )   | 15.5(С), 15(С), 14.8(Д), 14.4; 14(С), 13.7; 13.3; 13.2; 12.8; 12.5; 12.2; 11.5(И); 11.3; 10.6; 9.9; 8.9  |
| 12. Плиоценовый ( $N_2$ )                     | 6.4(Д), 6.2(Д), 5.8(К), 5.6(К), 5.3(И), 4.8; 4.3; 4.1; 4.0(Д), 4.0(Д), 4.0(Д), 4.0, 3.8(Д), 3.6(Д), 3.4(И), 3.2; 3.1(Д), 3.0   |
| 13. Эоплейстоцен-голоценовый (Q)              | 2.7; 2.4; 2.2; 2.1(Д); 1.9; 1.8(Д); 1.8(Д); 1.6; 1.5(Д); 1.2; 1.2; 0.9(К); 0.5(К); 0.4(К); <2; <1.5; <1.5; <1(Д); <1, <1, <1, <1, <1, <1   |

Примечание. В таблице использованы данные (индексы в скобках): Д – Девяткина [1], К – Кононовой и др. [9], П – Первова и др. [11], С – Салтыковского и др. [12], Ш – Шувалова, Николаевой [17], И – Иваненко и др. [5]. Остальные датировки – данные авторов, полученные в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ М.М. Аракелянц и в лаборатории института геохимии СО РАН В.Н. Смирновым. Данные о районировании вулканических ареалов приведены в тексте.

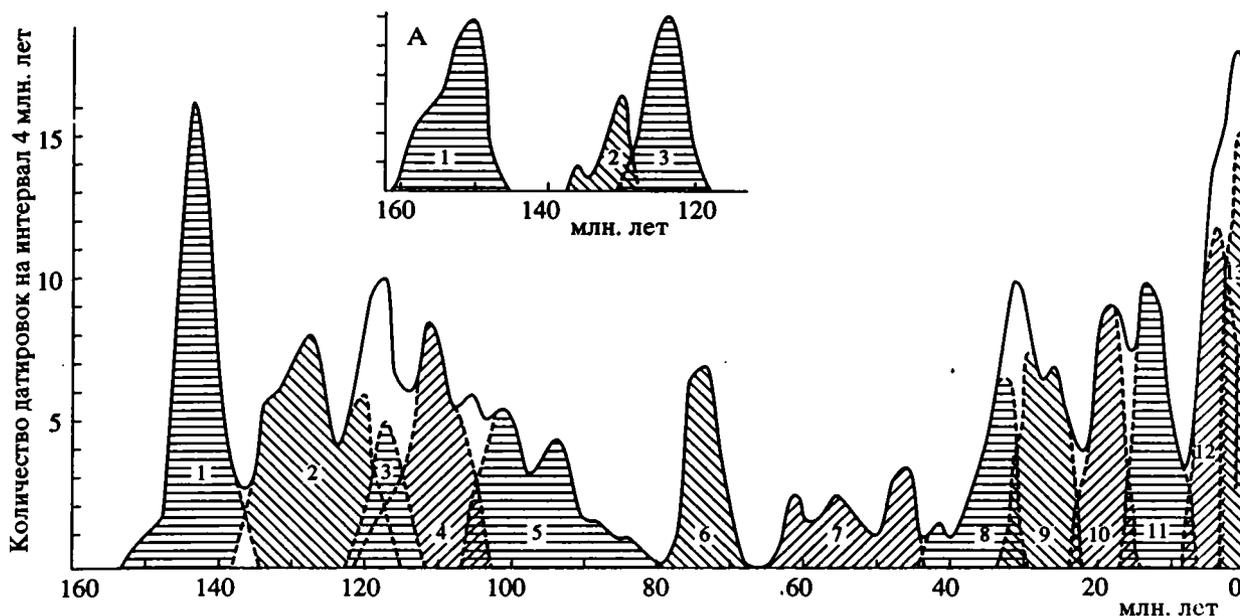


Рис. 2. Суммарная гистограмма К-Аг датировок позднемезозойско-кайнозойских магматических пород Центральной и Южной Монголии (сплошная линия). На врезке А – то же для восточного сегмента Гоби-Алтайской рифтовой зоны. Заштрихованные поля с пунктирным ограничением объединяют возрастные датировки пород отдельных этапов вулканизма. Номера полей соответствуют номерам в табл. 1.

магматизма в позднем мезозое и кайнозое на территории Центральной и Южной Монголии.

### ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ: ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ, СТРУКТУРНЫЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

1. **Позднеюрский этап ( $J_3$ )** отвечает началу формирования магматической области (рис. 3). Ему соответствуют комплексы пород повышенной щелочности [13, 14]. В их составе участвуют меланефелиниты-мелалейцититы, фonoлиты, субщелочные трахиты, латиты, трахидациты-трахириодациты, а также их субвулканические аналоги – шонкинит-порфиры, нефелиновые сиениты, щелочные и субщелочные сиениты и кварцевые сиениты. Спектр их составов отражен на рис. 4. С субвулканическими породами сопряжено образование рудоносных пород, прежде всего апатитоносных, а также карбонатитовых, обогащенных редкими землями, стронцием, барием, отчасти флюоритом и свинцом [14].

В структурном отношении магматические проявления связаны с позднемезозойской Гоби-Алтайской (или Центральногобийской) рифтовой зоной (см. рис. 3), контролировавшей размещение позднемезозойских вулканитов в Южной Монголии [13, 18]. В строении рифтовой зоны можно выделить три сегмента, в той или иной степени различающихся своей последующей магматической историей: восточный, центральный и западный (см. рис. 3). Магматические породы поздней

юры сосредоточены в нескольких пространственно разобщенных районах в восточном и центральном сегментах. Площади их выходов меняются от нескольких десятков до 800 км<sup>2</sup>, а структурная позиция определяется узлами пересечения крупнейших региональных разломов, определявших в дальнейшем зоны сосредоточения грабенов, с секущими северо-западными разломами.

В пределах вулканических районов формирования вулканитов было обусловлено деятельностью групп небольших вулканов центрального типа. Питающие корни вулканов зафиксированы субвулканическими телами (штоками, дайками, силлами) пород, тождественных по составу вулканическим. Последовательность вулканических извержений, наиболее полно проявленная в центральном сегменте (Мушугайский район [14]), определялась формированием в низах разрезов меланефелинит-мелалейцититов и субщелочных трахитов, в верхах разрезов – пород трахит-латитового состава. Мощность вулканических толщ меняется от первых десятков метров до 500 м. В среднем она близка к 100 м. Учитывая, что известная площадь распространения этих пород по всем районам составляет около 1600 км<sup>2</sup>, общий объем извергнутого в это время вулканических продуктов можно оценить примерно в 160 км<sup>3</sup>.

О возрасте пород этапа свидетельствуют обнаруженные среди них фаунистически охарактеризованные прослои осадочных пород позднеюрского возраста [8]. Верхняя граница определяется по несогласному залеганию на них вулканитов низов

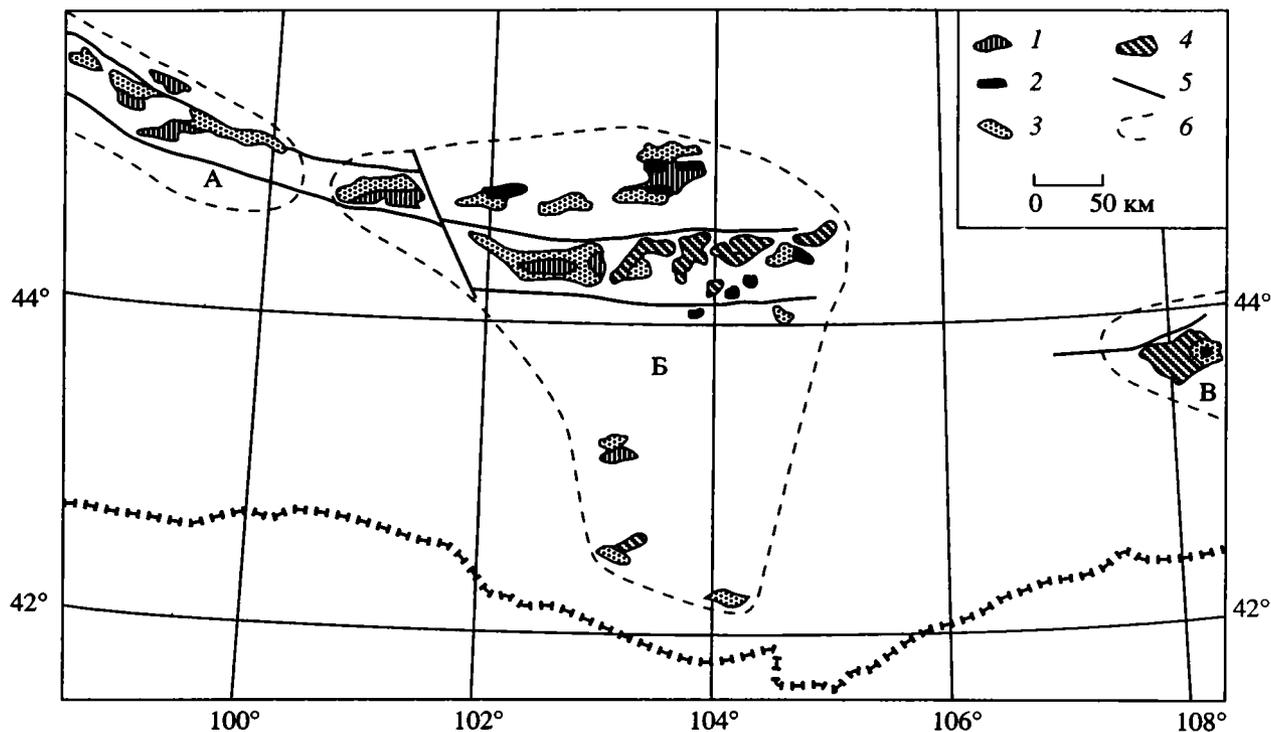


Рис. 3. Схема размещения позднеюрско-раннемеловых ассоциаций пород.

1 - 4 - возрастные группы пород: 1 - конца, 2 - середины и 3 - начала раннего мела, 4 - позднеюрская; 5 - разломы; 6 - границы сегментов вулканической области (А - западный, Б - центральный, В - восточный).

раннего мела. Многочисленные К-Аг определения согласуются с геологической оценкой возраста пород. Подавляющая часть имеющихся датировок отвечает диапазону 155 - 138 млн. лет. Отметим, что в рамках этого интервала не наблюдается синхронности магматических событий. Несомненно, самым ранним было проявление вулканизма в

восточном сегменте (район Улугей-хида), где вулканы возникли в интервале 159 - 148 млн. лет (см. рис. 2, врезка). В центральном сегменте вулканизм этапа проявился несколько позднее, в основном в интервале 146 - 140 млн. лет.

2. Этап начала раннего мела ( $K_1^1$ ). Для этапа характерны крупномасштабные базальтовые излияния. Их продукты в основном сосредоточены в пределах протяженных грабен, которые образуют линейную цепь З-СЗ простирания (см. рис. 3). В значительной степени эта цепь грабен связана с хребтами Гобийского Алтая, в связи с чем выделяется как Гоби-Алтайская рифтовая зона. Необходимо отметить, что в начале раннего мела отдельные базальтовые поля возникли и за пределами рифтовой зоны преимущественно вокруг центрального ее сегмента, охватывавшего районы хребтов Арц-Богд и Ихе-Богд. Поэтому в целом магматический ареал этапа можно описать как линзообразный с более широкой центральной частью. Отметим, что в пределах последней проявлены наиболее крупные грабены с наиболее значительным объемом вулканов.

В составе вулканических толщ этапа абсолютного преобладают субщелочные базальты (рис. 5). Для них типичен диапазон вариаций  $SiO_2 = 47 - 53\%$ . Содержания  $Na_2O + K_2O$  варьируют от 4.8 до 9.5% при  $Na_2O/K_2O = 0.9 - 2.2$ . Местами базальты содержат мелкие (1 - 2 см) включения шпинелевых лерцолитов.

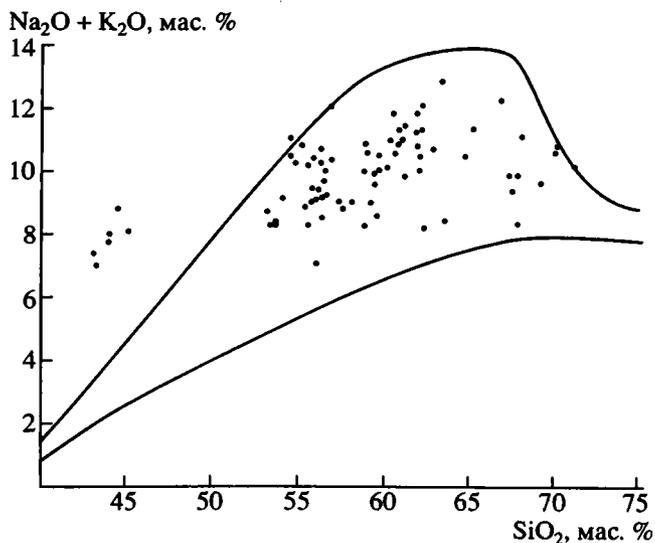


Рис. 4. Составы пород позднеюрского этапа на классификационной диаграмме.

Линиями здесь и далее ограничено поле пород субщелочного ряда.

Строение вулканических толщ определяется сериями лавовых потоков мощностью от первых метров до 20 м. Туфы и осадочные породы не характерны и образуют редкие прослои мощностью до нескольких метров. Лавовые потоки выдержаны по простиранию на многие километры, а их залегание реконструируется как первично горизонтальное. В вулканических грабенах центрального сегмента рифтовой зоны установлены торцовые прилегания базальтовых покровов к бортам грабенов. При этом в основании разрезов отсутствуют продукты разрушения бортов грабенов, высоты которых превышали 500 м. Следовательно, вулканизм и грабенообразование были сопряжены во времени. Учитывая, что внутри грабенов вулканиты формировали лавовые плато и практически не распространялись за борта структур, можно сделать вывод о связи вулканизма с трещинными излияниями, каналы которых размещались внутри грабенов.

Площадь современных выходов вулкаников составляет около 4000 км<sup>2</sup>. Мощность вулканических разрезов меняется от десятков метров в вулканических полях западного и восточного сегментов рифтовой зоны до 600 м в полях центрального сегмента. С учетом дифференцированного распределения мощностей по отдельным вулканическим полям общий объем излившегося материала только в пределах сохранившихся полей оценивается более чем в 1200 км<sup>3</sup>. Эта оценка должна существенно возрасти при реконструкциях, принимающих во внимание развитие дайковых комплексов в участках, разделяющих сохранившиеся вулканические поля. Рассматривая такие дайки как корни ныне уничтоженных полей, общий объем излившихся в течение этапа вулкаников следует определить не менее чем в 5000 км<sup>3</sup>.

Возраст пород этапа устанавливается прежде всего на основе обнаружения раннеэокомовых органических остатков в осадочных прослоях среди вулкаников [16]. Базальты с размывом залегают на позднеюрских эффузивах и перекрыты кислыми вулканиками середины раннего мела. Калий-аргоновые определения возраста пород укладываются в диапазон от 134 до 119 млн. лет.

3. **Этап середины раннего мела ( $K_1^2$ )** представлен толщами кислых вулкаников. Их возрастная позиция определяется соотношениями с фаунистически датированными толщами низов раннего мела и верхов раннего мела. Первые перекрыты кислыми вулканиками с размывом или пачками туфогенно-осадочных пород в основании. Вторые согласно или с размывом залегают на риолитах. О раннемеловом возрасте кислых пород свидетельствуют калий-аргоновые определения, которые укладываются в интервал 128 - 115 млн. лет [13]. В конкретных районах время и диапазон формирования этих пород существенно различались. Так, в восточном сегменте эти породы воз-

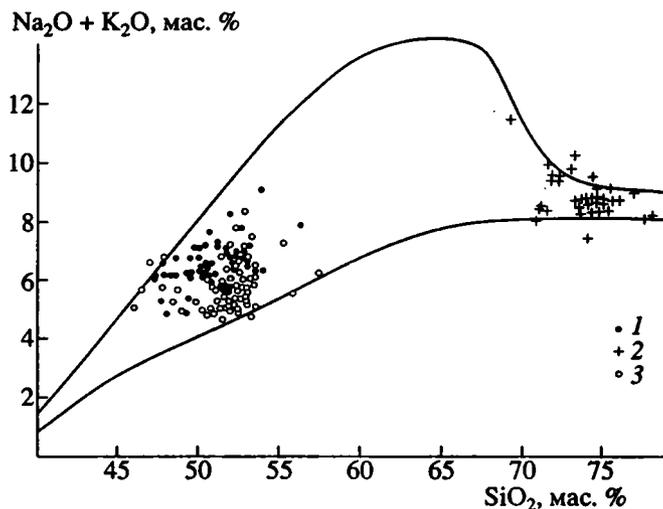


Рис. 5. Составы раннемеловых вулкаников на классификационной диаграмме.

1 - 3 — возрастные группы пород: 1 — начала, 2 — середины и 3 — конца раннего мела.

никли в интервале 128 - 122 млн. лет, отражая тенденцию опережающего развития здесь магматических процессов, заложенную еще позднеюрскими вулканиками. В центральном и западном сегментах кислые породы имеют возраст от 120 до 115 млн. лет.

В строении вулканических толщ этапа участвуют флюидальные и сферолоидные лавы, стекла и пирокласты трахириолит-онгориолитового состава. Они содержат 69 - 79% SiO<sub>2</sub> (обычно более 72%) и до 10.5% суммы щелочей [7] (см. рис. 5). Для флюидальных лав типично  $K_2O/Na_2O > 1$ , в стеклах наблюдаются обратные соотношения. Породы часто обогащены фтором, содержание которого в онгонитах достигает 0.83%, а в их стеклах — 1.75%. В онгонитах отмечаются повышенные концентрации ряда редких элементов [7].

Распространение кислых вулкаников связано с отдельными разобщенными вулканами центрального типа. Их поперечники достигают 5 км. Начальным этапом развития вулканов обычно соответствовали эксплозивные выбросы. Поэтому разрезы отдельных вулканических построек нередко начинаются туфовыми горизонтами, мощностью до 300 м [13]. Заключительным этапам отвечали вязкие лавовые экструзии, образовавшие купола, штоки и грибообразные постройки с мощностью в центральных участках до 200 м.

В структурном отношении проявления кислого вулканизма контролируются Гоби-Алтайской рифтовой зоной (см. рис. 3). Наиболее крупные вулканы, объединенные в группы построек, наблюдаются в ее центральном сегменте. На флангах рифтовой зоны отмечаются лишь сравнительно небольшие одиночные лавовые купола и штоки. Общая площадь развития кислых пород составляет около 90 - 100 км<sup>2</sup>, а их объем оценивается в 25 - 30 км<sup>3</sup>.

4. **Этап конца раннего мела ( $K_1^3$ )** характеризуется развитием вулканических толщ и многочисленных субвулканических тел субщелочных базальтов и андезибазальтов. Для пород этапа характерно преобладание лав с вариациями содержания  $SiO_2 = 50 - 53\%$ ,  $Na_2O + K_2O = 4.5 - 8.0\%$ , при  $Na_2O/K_2O = 1.5 - 6.0$  (см. рис. 5) [13].

Распространение пород контролируется структурами Гоби-Алтайской рифтовой зоны. Вулканиды накапливались в пределах тех же вулканических грабенов, в которых сосредоточены базальты начала раннего мела. От последних в разрезах они обычно отделены пачками мергелей, листоватых аргилитов и алевролитов, реже кислыми вулканитами. Осадочные породы отвечают озерным отложениям, сформированным в пределах грабенов. Излияния вулканитов происходили в озерные впадины, в связи с чем формировались горизонты гиалокластитов, начинающие многие разрезы вулканических толщ. В верхних частях разрезов развиты серии более или менее маломощных (не более 10 м) покровов базальтов. Туфы для них не характерны. Суммарные мощности вулканитов достигают 350 м, но в среднем составляют около 100 м. Осадочные толщи в основании вулканитов насыщены субвулканическими телами – силлами и дайками. Дайки нередко группируются в рои, вытянутые вдоль грабенов и фиксирующие выводящие каналы извержений.

В отличие от базальтов начала раннего мела эти вулканиты не имели сплошного распространения вдоль рифтовой зоны. Они формировали хотя и крупные, но в целом разобщенные поля, выклинивавшиеся на флангах и приуроченные к наиболее прогнутым участкам в грабенах. Наибольшего масштаба вулканизм эпохи приобрел в центральном сегменте рифтовой зоны, где наблюдаются наиболее мощные разрезы вулканитов. Общая площадь развития пород достигает  $1300 \text{ км}^2$ , а объем составлял не менее  $230 \text{ км}^3$ . Реконструкции уничтоженных полей позволяют увеличить эту оценку по крайней мере до  $500 \text{ км}^3$ . Возраст пород этапа оценивается как аптальбский прежде всего на основании фаунистических остатков, сохранившихся в прослоях осадочных пород [15]. С этим заключением согласуются данные К-Аг определений, которые укладываются в интервале 118 - 105 млн. лет.

5. **Этап первой половины позднего мела ( $K_2^1$ )** представлен продуктами базальтового вулканизма. Вулканиды слагают небольшие постройки центрального типа, а также сопутствующие корневым зонам таких вулканитов штоки, лакколиты и некки. Вулканы чаще всего имеют купольную форму, высотой до 100 м при поперечнике 0.5 - 1 км, отвечая экструзивным проявлениям. Реже отмечаются вулканы, которые на начальной стадии давали небольшие лавовые излияния, а на заключительной – формировали бомбово-шлаковые конусы.

Выходы этих пород наблюдаются на обширной территории изометричной формы, смещенной к югу от центрального сегмента Гоби-Алтайской рифтовой зоны (рис. 6). В размещении вулканических пород четкий структурный контроль фиксируется только в северной части ареала, где цепь вулканических полей, штоков и лакколитов локализуется в грабенах рифтовой зоны. В более южных районах распределение вулканических пород имеет рассредоточенный характер и не связано с явными линейными магмовыводящими структурами.

Среди пород преобладают субщелочные оливиновые базальты, хотя отмечаются и андезибазальты. Они обычно афировые, часто содержат включения мегакристов пироксена, санидина, реже оливина и амфибола, а также дезинтегрированных лерцолитов. Для состава пород характерен диапазон вариаций  $SiO_2 = 46 - 52\%$  и  $Na_2O + K_2O = 4.5 - 7.0\%$  (рис. 7).

Базальты этапа перекрывают или прорывают отложения апт-альбского возраста и перекрываются сенонскими отложениями [8]. Калий-аргоновые датировки пород укладываются в диапазон 105 - 88 млн. лет, т.е. от границы раннего и позднего мела по сенонан позднего мела.

Оценку объемного эффекта вулканизма, несомненно, осложняют ареальный характер его проявлений, небольшие мощности, способствующие значительной эрозии существовавших вулканических полей.

Современные выходы пород занимают около  $200 - 250 \text{ км}^2$ . Для этих выходов объем извергнутого материала составляет  $15 - 20 \text{ км}^3$ .

6. **Этап второй половины раннего мела ( $K_2^2$ )**. Вулканические породы рассредоточены в пределах округлого ареала, смещенного к юго-востоку относительно вулканического ареала предшествовавшего этапа (см. рис. 6). Проявления вулканитов связаны с небольшими по размерам ( $n \times 10 \text{ км}^2$ ) полями платобазальтов и венчающими эти плато шлаково-бомбовыми конусами, а также дайками, штоками и лакколитами. Единого структурного контроля размещения вулканических полей не устанавливается, поэтому общий характер вулканической деятельности этапа можно определить как ареальный.

В строении лавовых полей обычно участвует 3 - 4, реже до 10 лавовых покровов небольшой мощности (от 5 до 10 м). Мощность разрезов варьирует от 20 - 30 до 100 м. Общая площадь выходов вулканитов достигает  $500 \text{ км}^2$ , объем продуктов оценивается в  $15 - 25 \text{ км}^3$ .

Среди продуктов вулканизма абсолютно преобладают лавы афировых субщелочных оливиновых базальтов, а также базанитов, содержащих крупные (до 20 см) включения лерцолитов и пироксенитов. Базаниты слагают штоки и лакколиты, рассредоточенные на площади около  $200 \text{ км}^2$  в южной части ареала. Для базальтов установлены

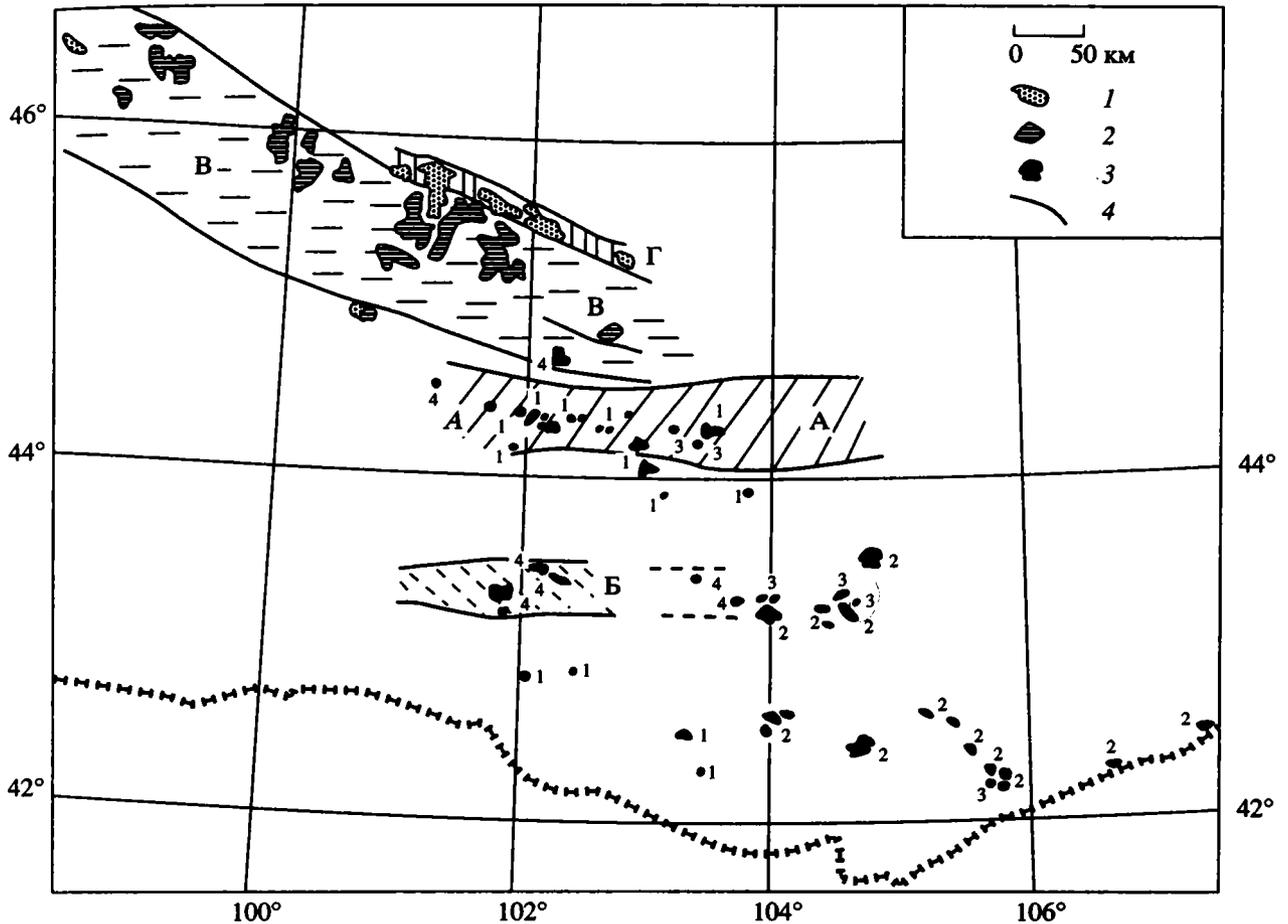


Рис. 6. Схема размещения поздне меловых - раннемиоценовых ассоциаций пород.

1 - 3 - ассоциации пород: 1 - раннемиоценовые, 2 - позднеолигоценовые, 3 - прочие, возрастную позицию полей определяет цифровой индекс (1 - начала и 2 - конца позднего мела, 3 - палеоцен-эоценовые, 4 - раннеолигоценовые); 4 - разломы. Грабены и впадины (заштрихованы): А - Гоби-Алтайской рифтовой зоны, Б - Гурвантесская, В - Долиноозерский, Г - Баянтегский.

вариации  $\text{SiO}_2 = 48 - 50\%$  и  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5 - 7.5\%$ , для базанитов соответственно 43 - 44 и 6.3 - 7.5% (см. рис. 7).

Возраст пород этапа определяется их залеганием на верхнемеловых фаунистически охарактеризованных осадочных породах. Калий-аргоновый возраст пород варьирует от 84 до 71 млн. лет при основной концентрации значений от 75 до 71 млн. лет.

7. Палеоцен-эоценовый этап ( $\text{P}_1 - 2$ ). К этому этапу в настоящее время отнесен ряд небольших вулканических полей, отдельных даек и штоков. Они рассредоточены в пределах полосы северо-западного простирания, которая частично совпадает с областью развития вулканических полей предыдущего этапа (см. рис. 6). В строении вулканических полей участвует по 2 - 3 потока субщелочных оливиновых базальтов небольшой (до 10 м) мощности. Залегание покровов горизонтальное, вулканические постройки не установлены. Общий эффект вулканизма этапа незначителен и

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , мас. %

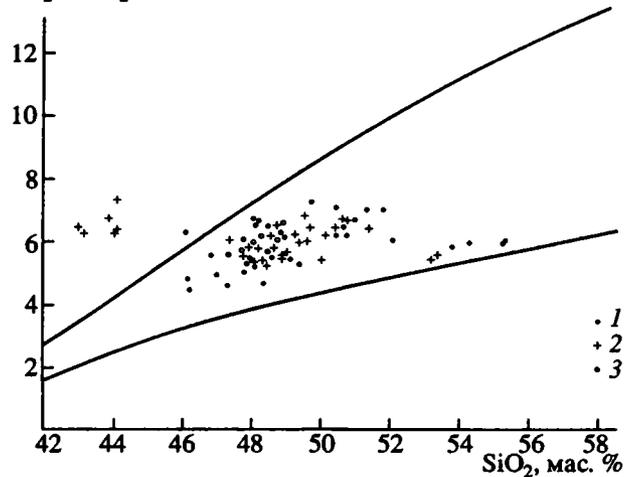


Рис. 7. Составы поздне меловых и палеоцен-эоценовых вулканических полей на классификационной диаграмме. 1 - 3 - возрастные группы пород: 1 - начала и 2 - конца позднего мела, 3 - палеоцен-эоценовые.

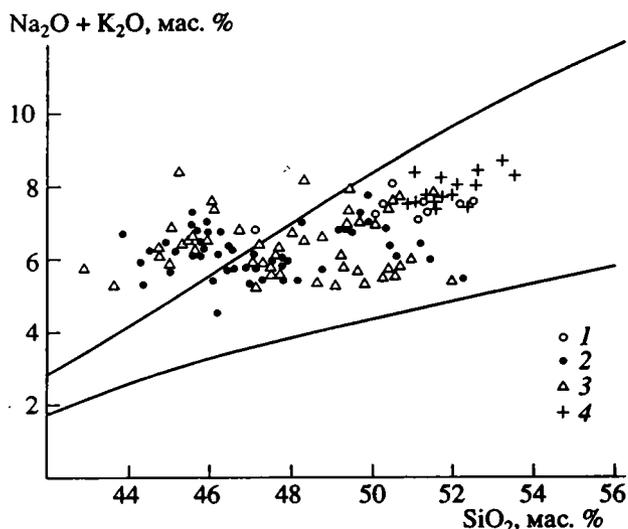


Рис. 8. Составы олигоценых и миоценовых вулканитов на классификационной диаграмме.

1 - 4 - возрастные группы пород: 1 - раннеолигоценая, 2 - позднеолигоценая, 3 - раннемиоценовая, 4 - среднемиоценовая.

в установленных полях не превышал 10 км<sup>3</sup> вулканических продуктов.

Для химического состава вулканитов (см. рис. 7) характерны незначительные вариации SiO<sub>2</sub> (47 - 49%) и суммы щелочей (5 - 6.5%). Возраст пород определяется их согласным налеганием местами на верхнемеловых и палеоценовых отложениях [17]. К-Аг датировки пород варьируют в диапазоне 62 - 47 млн. лет.

8. Раннеолигоценый этап (P<sub>3</sub><sup>1</sup>) представлен рядом полей базальтов, рассредоточенных на большой площади (см. рис. 6). Они установлены преимущественно на бортах крупной Гурвантеской межгорной впадины в системе хребтов Гобийского Тянь-Шаня, а также севернее по северному и западному обрамлению хр. Арц-Богдо. Вулканические поля сложены сериями маломощных (до 10 м) покровов базальтов, реже фиксируются вулканические штоки и дайки. В Гурвантеской впадине реконструирована принадлежность имеющихся останцов лавовых полей первоначально более крупному полю, площадью не менее 1000 км<sup>2</sup>. При средней мощности лавовых толщ около 50 м это позволяет оценить общий объем вулканитов этапа не менее чем в 50 км<sup>3</sup>.

Вулканические продукты представлены преимущественно афировыми субщелочными Ne-нормативными базальтами и щелочными базальтоидами, которые местами содержат включения лерцолитов. Вариации петрогенных элементов в вулканитах составляют: для SiO<sub>2</sub> - 47 - 52.5% и для (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) - 6.2 - 8.2% (рис. 8). Специфической особенностью пород этапа является высокое содержание K<sub>2</sub>O - от 3 до 4.20%. К-Аг датировки пород укладываются в интервал 44 - 32 млн. лет, определяя принадлежность вулканитов к раннему олигоцену.

9. Позднеолигоценый (P<sub>3</sub><sup>2</sup>) этап характеризуют поля вулканитов, тяготеющие к Долине Озер (см. рис. 6). В современной структуре последняя представлена линейной котловиной северо-западного простирания, которая разделяет Хангайское нагорье и хребты Гобийского Алтая. Если все предшествовавшие проявления вулканизма были связаны с Гоби-Алтайской рифтовой зонной и расположенными южнее районами, то позднеолигоценый ареал возник севернее рифтовой зоны.

Вулканиты ареала образуют сравнительно маломощные (5 - 10 м) покровы. В разрезах наблюдается обычно от 3 до 5 покровов, нередко разделенных красноцветными отложениями верхнеолигоценовой свиты Шанд-гол [1].

Структурная позиция вулканитов, по-видимому, контролировалась крупным грабеном. По крайней мере северный борт вулканической зоны имеет разломный характер. Вдоль него установлены флексуобразные изгибы покровов, переходящие местами в системы сбросов, и возрастные мощности вулканитов к югу в сторону Долины Озер. Здесь же отмечаются продольные рои даек, фиксирующие трещинные каналы излияний. Платоизлияния происходили одновременно с формированием грабена протяженностью около 450 км и шириной до 40 км. Наиболее масштабные излияния происходили в центральной части вулканической зоны в бассейнах рек Тацин-гол и Туин-гол. Здесь вулканиты не только наблюдаются на поверхности, но и распространены под чехлом более молодых осадочных отложений. Общая площадь выходов вулканитов, с учетом снятого чехла, оценивается в 9000 км<sup>2</sup>. Исходя из средней мощности около 20 - 30 м, общий объем позднеолигоценых вулканитов можно оценить более чем в 250 км<sup>3</sup>.

Среди вулканитов установлены базаниты, гавайиты, муджиериты и субщелочные базальты. Для них типичны лерцолитовые включения широкого диапазона составов [6]. В целом вулканиты характеризуются содержанием SiO<sub>2</sub> от 44 до 48%, (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) - 5 - 8% (см. рис. 8).

Возраст пород этапа устанавливается на основании их залегания среди отложений позднеолигоценной свиты Шанд-гол [1]. Калий-аргоновые определения возраста пород группируются преимущественно в интервале 30 - 26 млн. лет. Для верхних покровов в ряде мест получены датировки 24 - 25 млн. лет [1].

10. Раннемиоценовый этап (N<sub>1</sub><sup>1</sup>). Вулканиты этого времени тяготеют к бортам и флангам позднеолигоценного Долиноозерного грабена (см. рис. 6). Они образуют небольшие поля на южном борту Долины Озер и на западном ее окончании. Но наиболее широко они распространены вдоль северного борта позднеолигоценного ареала, где преимущественно локализируются в пределах раннемиоценового Баянтеского грабена. Последний имеет ширину до 5 км и протяженность около

100 км. Южное плечо грабена бронируется позднеолигоценовыми вулканидами, однако последние в пределах грабена и к северу от него отсутствуют.

В строении Баянтегского грабена прослеживается цепь останцов платообразных вулканических полей. Их формирование было связано с линейной выводящей зоной, фиксируемой продольными дайками и реликтами отдельных шлаково-бомбовых конусов, которые приурочены к осевой части грабена. Мощность лавовых толщ изменяется от 20 до 70 м, количество потоков меняется от 4 до 15. Если принять, что первоначально вулканические толщи распространялись по всей площади грабена, а средняя их мощность составляла около 50 м, то общий объем излившихся вулканидов можно оценить более чем в 25 км<sup>3</sup>.

В составе раннемиоценового вулканического комплекса отмечается широкий спектр пород от базанитов до субщелочных оливиновых базальтов [6], в том числе с небольшими включениями лерцолитов. Колебания SiO<sub>2</sub> в породах составляют от 43 до 52%, а (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – от 5 до 8.5% (см. рис. 8). Возраст пород на основе К-Аг датирования укладывается в диапазоне 22 - 16 млн. лет.

11. Среднемиоценовый этап (N<sub>1</sub><sup>2</sup>) представлен вулканическими толщами, сформированными главным образом в интервале 15 - 11 млн. лет. Основной областью их распространения является центральная часть Хангайского нагорья. Сравнительно крупные поля наблюдаются северо-восточнее в районе среднего течения р. Орхон (см. рис. 1). Кроме того, небольшие поля вулканидов этого возраста отмечены южнее Хангая вдоль северного борта Долины Озер. Таким образом, вулканизм этапа в рассредоточенной форме проявился на обширной территории. По отношению к раннемиоценовому ареалу эта область смещена к северу.

В Центральном Хангае вулканиды локализируются в пределах широтно вытянутого ареала общей площадью 3500 - 4000 км<sup>2</sup>. В современном рельефе вулканиды приурочены к вершинам гор и представлены платообразными толщами, сложенными лавовыми покровами. Вулканиды изливались в пределах слабодифференцированного рельефа с глубиной расчленения до 100 м и полностью погребли его своими потоками. Суммарная мощность последних местами достигает 600 м, но в среднем составляет около 200 м. Учитывая пространственную локализацию столь мощных проявлений вулканизма, можно считать, что излияния происходили в пределах относительно опущенного блока земной поверхности, предположительно грабена. Инверсия рельефа и подъем центральной части Хангая произошли, следовательно, после формирования этих лавовых толщ. Исходя из общей площади ареала ~4000 км<sup>2</sup> и средней мощности вулканидов около 200 м, объем излившихся здесь лав можно оценить более чем в 800 км<sup>3</sup>.

За пределами Центрального Хангая, в Орхонском и Долиноозерском ареалах, вулканизм был связан с деятельностью небольших центральных вулканов, например, в районе оз. Угийгур. Они венчают небольшие по размерам лавовые плато с мощностью разрезом до 20 - 30 м [12]. В долинах р. Орхон и низовьях р. Хануй лавы участвуют в строении высоких террас мощностью до 100 м [1]. С учетом этих вулканических проявлений общий эффект вулканической деятельности этапа можно оценить в 850 - 900 км<sup>3</sup>.

В составе вулканидов этапа преобладают субщелочные оливиновые базальты (SiO<sub>2</sub> – 50 - 53%, (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – 7.2 - 8.5%) (см. рис. 8).

К этому этапу мы относим также несколько небольших вулканических полей Центрального Хангая, возраст которых установлен на уровне 9 - 10 млн. лет. Возрастные аналоги этих вулканидов в Центральной Монголии пока не установлены. Возможно, что Центральный Хангай, выделяющийся масштабами вулканической деятельности, характеризовался и большей продолжительностью вулканизма.

12. К плиоценовому этапу (N<sub>2</sub>) относятся проявления вулканизма, датированные в интервале 6.4 - 3.0 млн. лет. Область их распространения отвечает широтно вытянутому ареалу, смещенному к северо-востоку от Центрального Хангая (см. рис. 1). Вулканиды установлены по р. Чулуту и р. Орхону, где участвуют в строении высоких террас с мощностью вулканических разрезов 50 - 100 м [1]. Наиболее крупное проявление вулканидов наблюдается в центральной части ареала в бассейне р. Хануй. Здесь вулканиды слагают крупное лавовое плато, а также выполняют всю долину нижнего отрезка реки. Общая площадь вулканидов оценивается здесь в 700 км<sup>2</sup>. Мощность разрезов в среднем составляет 50 - 70 м. Разрезы сложены исключительно платообразными покровами, что позволяет связать их с трещинными излияниями. Проекцией вероятной выводящей зоны является цепь шлаковых конусов, протянувшихся на 50 км в широтном направлении через коленообразный изгиб р. Хануй.

Среди продуктов вулканизма преобладают афировые субщелочные оливиновые базальты (рис. 9), местами содержащие включения лерцолитов. По составу они в основном варьируют от 44 до 50% SiO<sub>2</sub> и от 4.5 до 7% – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O). Общий эффект вулканизма этапа можно оценить в 50 - 60 км<sup>3</sup>.

13. В эоплейстоцен-голоценовый этап (Q) вулканической деятельности объединены вулканические проявления последних 2 - 2.5 млн. лет геологической истории (см. рис. 1). Вулканиды этапа в основном формируют низкие террасы "долинной" генерации. Для них типичен свежий рельеф поверхности лав, часто сохраняющей следы их течения и стекловатые верхние корки потоков. Кроме того, для этих вулканических проявлений

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

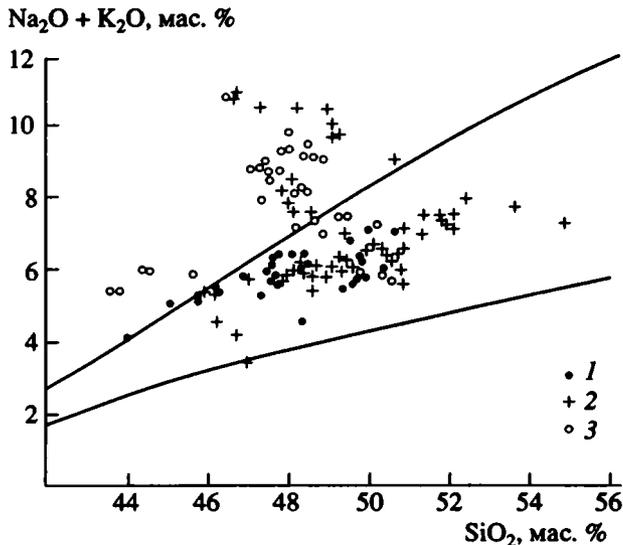


Рис. 9. Составы плиоценовых (1), плейстоценовых (2) и голоценовых (3) вулканитов на классификационной диаграмме.

типичны шлаковые вулканы, завершающие споконные лавовые излияния и представленные насыпными бомбово-шлаковыми конусами хорошей сохранности, а также отдельные щитовые вулканы.

Вулканизм этапа происходил в ряд импульсов, продукты которых часто структурно совмещены. Вследствие этого далеко не всегда их можно разделить в разрезах. Область распространения этих пород значительна. Она включает ряд изолированных площадей в Хангае (районы Тариатского грабена), а также по восточному обрамлению Хангай (Среднеорхонский и Хануйский ареалы).

Наиболее крупным районом развития пород этого возраста является Верхнечулутинский, где вулканиты распространены на площади около 2000 км<sup>2</sup>. Их позиция здесь контролируется разломами северо-восточного простирания, а размещение независимо от современного рельефа. Морфология ареала и относительно высокая мощность вулканического покрова (100 м и более) указывают на его связь с грабеном, инверсия которого и расчленения современной гидросетью произошли в последний миллион лет.

Общий объем излитых в это время вулканических продуктов составил около 250 - 300 км<sup>3</sup> (200 км<sup>3</sup> - Верхнечулутинский ареал и примерно по 10 - 25 км<sup>3</sup> в каждом из других полей).

В составе вулканических продуктов участвуют субщелочные и щелочные базальты, часто насыщенные разнообразными глубинными включениями. Среди вулканических пород В.В. Кепежинская [6] различает лимбургиты, лейцитовые базаниты и тефриты, калиевые гавайиты, оливинные базальты. В целом для них отмечаются вариации SiO<sub>2</sub> от 45 до 53% и (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) от 4 до 11% (см. рис. 9).

Приведенные данные показывают, что на протяжении 160 млн. лет (с поздней юры поныне) территория Центральной и Южной Монголии была постоянной ареной внутриплитной вулканической активности. В различные интервалы времени вулканические процессы характеризовались различной интенсивностью, палеовулканическими и структурными условиями проявления, что позволило выделить в деятельности вулканизма ряд этапов. Их длительность варьирует от 10 - 15 до 2 - 3 млн. лет, отражая общую тенденцию к уменьшению к наиболее поздним этапам. Возможно, это связано с аналитической погрешностью измерений возраста. Однако не исключена вероятность более сложной хронологической структуры некоторых этапов, объединяющей несколько импульсов вулканизма. Это, возможно, справедливо в отношении тех этапов, для которых гистограммы возрастных данных не имеют унимодального распределения.

**О природе позднемезозойского - кайнозойского вулканизма.** Несмотря на то, что продукты позднемезозойского - кайнозойского вулканизма в Центральной и Южной Монголии рассредоточены на огромной площади, вулканические проявления разных этапов обладают ярко выраженными чертами общности и преемственности. Среди них выделим хронологические, структурно-пространственные и вещественные характеристики.

Прежде всего отметим, что в исторической последовательности вулканических событий каждый его новый этап был связан с предшествовавшим близостью возрастов формирования. Об этом, в частности, свидетельствуют датировки пород последовательных импульсов вулканизма, часто перекрывающиеся на возрастных границах этапов.

Пространственное распределение разновозрастных продуктов вулканизма отвечает связанной последовательности миграции центров вулканизма. Поэтому вулканиты сопряженных во времени этапов формирования вулканической области образуют ареалы, в значительной степени перекрывающие один другого по площади. Морфология ареалов меняется от линейной до более или менее компактной. Однако и в линейных ареалах практически всегда выделяется центральная изометричная часть, для которой характерны увеличение поперечного сечения таких линейных зон и концентрация в ее пределах основной массы вулканических продуктов. С этими участками обычно связано площадное пересечение последовательно возникших ареалов.

Наконец, отметим сходство вещественных характеристик продуктов вулканизма практически во всем возрастном объеме формирования вулканической области. В составе разновозрастных вулканических ассоциаций преобладают породы основного состава (табл. 2), на долю которых

Таблица 2. Средние химические составы, приведенные к 100%, позднемезозойских - кайнозойских вулканитов основного состава Центральной и Южной Монголии

| I   | II       | III | Химические компоненты |                  |                                |                                |      |      |      |       |                   |                  |                               |
|-----|----------|-----|-----------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|
|     |          |     | SiO <sub>2</sub>      | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |
| 1.  | <i>a</i> | 8   | 46.84                 | 1.39             | 15.20                          | 4.86                           | 4.19 | 0.16 | 6.88 | 10.80 | 4.64              | 3.48             | 1.55                          |
| 2.  | з. с.    | 3   | 51.45                 | 2.12             | 15.91                          | 6.14                           | 4.44 | 0.14 | 4.92 | 7.44  | 3.53              | 2.74             | 1.17                          |
|     | ц. с.    | 37  | 53.16                 | 2.18             | 16.17                          | 5.64                           | 3.98 | 0.11 | 3.81 | 7.00  | 4.00              | 2.87             | 1.07                          |
|     | в. с.    | 7   | 53.18                 | 2.97             | 15.84                          | 5.50                           | 4.58 | 0.10 | 3.32 | 6.21  | 3.57              | 2.98             | 1.75                          |
| 4.  | з. с.    | 14  | 54.20                 | 1.60             | 16.82                          | 4.27                           | 4.99 | 0.14 | 4.62 | 6.96  | 4.16              | 1.69             | 0.54                          |
|     | ц. с.    | 22  | 54.04                 | 1.86             | 16.71                          | 4.21                           | 5.13 | 0.13 | 3.97 | 7.01  | 4.21              | 1.93             | 0.79                          |
|     | в. с.    | 1   | 53.57                 | 1.40             | 17.45                          | 5.47                           | 4.16 | 0.10 | 4.42 | 7.54  | 4.33              | 1.15             | 0.40                          |
| 5.  | <i>a</i> | 22  | 52.19                 | 1.78             | 17.07                          | 3.60                           | 5.49 | 0.15 | 5.21 | 7.51  | 4.20              | 2.20             | 0.60                          |
| 6.  | с.       | 28  | 50.00                 | 2.33             | 15.57                          | 5.20                           | 5.85 | 0.14 | 5.76 | 8.34  | 4.01              | 2.19             | 0.61                          |
|     | ю.       | 6   | 44.51                 | 2.12             | 14.41                          | 5.79                           | 6.82 | 0.22 | 7.74 | 10.58 | 4.90              | 1.97             | 0.94                          |
| 7.  | <i>a</i> | 7   | 49.84                 | 2.25             | 15.83                          | 5.28                           | 5.64 | 0.14 | 5.58 | 8.70  | 4.12              | 2.13             | 0.47                          |
| 8.  | <i>a</i> | 6   | 51.44                 | 2.41             | 15.15                          | 4.87                           | 5.06 | 0.12 | 5.54 | 7.17  | 4.20              | 3.26             | 0.79                          |
| 9.  | <i>a</i> | 40  | 47.87                 | 2.51             | 14.35                          | 4.49                           | 6.60 | 0.15 | 7.62 | 9.27  | 3.79              | 2.42             | 0.86                          |
| 10. | <i>a</i> | 52  | 49.60                 | 2.56             | 14.45                          | 4.03                           | 6.32 | 0.14 | 7.11 | 8.18  | 4.18              | 2.54             | 0.87                          |
| 11. | Цх       | 13  | 49.27                 | 2.19             | 15.51                          | 3.35                           | 7.18 | 0.15 | 7.80 | 8.03  | 3.81              | 2.08             | 0.62                          |
|     | Op       | 6   | 51.77                 | 2.77             | 14.18                          | 3.91                           | 6.44 | 0.12 | 5.74 | 6.88  | 3.98              | 3.35             | 0.86                          |
| 12. | <i>a</i> | 67  | 51.00                 | 2.47             | 15.33                          | 2.59                           | 7.38 | 0.13 | 6.41 | 7.66  | 4.10              | 2.31             | 0.62                          |
| 13. | Цх       | 31  | 50.11                 | 2.04             | 15.58                          | 2.37                           | 7.96 | 0.13 | 7.24 | 7.68  | 4.14              | 2.31             | 0.14                          |
|     | Op       | 79  | 51.21                 | 2.44             | 15.31                          | 2.81                           | 6.95 | 0.13 | 6.23 | 7.20  | 4.47              | 2.56             | 0.69                          |

Примечание. I – эпохи вулканизма, номера соответствуют номерам табл. 1; II – районы вулканизма: *a* – ареал в целом; з. с. – западный сегмент Гоби-Алтайской рифтовой зоны; ц. с. – центральный сегмент; в. с. – восточный сегмент; с. – северная и центральная части ареала конца позднего мела; ю. – южная часть того же ареала; Цх – Центральный Хангай, включая Верхнечулутинский и Верхнеорхонский вулканические поля; Op – район среднего течения р. Орхон, включая Тариатский и Хануйский районы; III – количество проб.

приходится не менее 95% общего объема излившихся пород. Они представлены субщелочными оливиновыми базальтами, а также щелочными базальтоидами, типичными для проявлений внутриплитного магматизма. Преобладающим механизмом формирования вулканитов являлись трещинные излияния. Субщелочные базальты преобладают, однако на определенных этапах развития ( $J_3$ ,  $K_2^2$ ,  $P_3^2$ , Q) щелочные базальтоиды проявились в сопоставимых или даже преобладающих количествах по отношению к базальтам. В целом вещественный состав пород отвечает так называемым внутриплитным ассоциациям и свидетельствует о мантийном происхождении исходных расплавов. На это же, в частности, указывают включения мантийных лерцолитов, спорадически появляющиеся в вулканитах, начиная с раннего мела, но особенно широко встречающиеся в кайнозойских породах. Приведенные возрастные, пространственные и вещественные характеристики вулканических пород региона указывают на их родство и связь с постоянно действующим подлитосферным источником вулканической деятельности.

В табл. 3 сведены данные о количественных параметрах вулканической деятельности на разных этапах формирования вулканической области. В ней учтены объем излившихся продуктов и площади, на которых они были распространены. На рис. 10 представлена сводная схема распределения разновозрастных ареалов. Каждый ареал имеет замкнутый контур, свидетельствующий о пространственной локализации вулканических продуктов. Кроме того, он может быть описан определенным центром, отвечающим сосредоточенному воздействию источника вулканизма на литосферу, при этом границы ареалов описывают проекцию размеров и конфигурации источника. В целом можно говорить о более или менее изометричной форме этого источника, которая изменялась в сторону линейной вытянутости только на этапах, сопровождавшихся крупным грабенообразованием. Из табл. 3 следует, что площади ареалов вулканизма менялись в пределах одного порядка, составляя первые десятки тысяч квадратных километров. Они возрастали в эпохи наиболее масштабных проявлений вулканизма и сокращались при уменьшении вулканической

Таблица 3. Количественные характеристики вулканизма в позднем мезозое - кайнозое Центральной и Южной Монголии

| Этап вулканизма              | Длительность (по концентрации датировок) в млн. лет | Площади ареалов в 1000 км <sup>2</sup> | Объемы излившихся продуктов в км <sup>3</sup> | Интенсивность вулканизма в км <sup>3</sup> /млн. лет |
|------------------------------|---|--|---|--|
| 1. Позднеюрский              | 10  | 7                                      | 160   | 16   |
| 2. Начало раннего мела       | 15  | 50                                     | 5000  | 330  |
| 3. Середина раннего мела     | 5   | 25                                     | 30  | 6  |
| 4. Конец раннего мела        | 11  | 35                                     | 500   | 45   |
| 5. Начало позднего мела      | 15  | 30                                     | >20   | 1.3  |
| 6. Конец позднего мела       | 5   | 40                                     | >25   | 5  |
| 7. Палеоцен-эоценовый        | 15  | 15                                     | >10   | 1  |
| 8. Раннеолигоценовый         | 9   | 25                                     | >50   | 4.5  |
| 9. Позднеолигоценовый        | 6   | 30                                     | >250  | 40   |
| 10. Раннемиоценовый          | 5   | 25                                     | 25  | 5  |
| 11. Средне-позднемиоценовый  | 6   | 35                                     | 900   | 150  |
| 12. Плиоценовый              | 3   | 15                                     | 60  | 20   |
| 13. Эоплейстоцен-голоценовый | 2   | 60                                     | 300   | 150  |

активности. Кроме того, сопряженные во времени ареалы всегда соседствовали и частично перекрывались.

Все это позволяет сделать вывод, что на протяжении позднего мезозоя - кайнозоя территория

Центральной и Южной Монголии находилась под воздействием локального незначительно меняющегося в поперечных размерах подлитосферного источника магматизма. Его положение относительно земной поверхности закономерно менялось во времени и не испытывало пространственных скачков, которые можно было бы рассматривать как доказательства изменения природы магматической деятельности. Этот источник магматизма мы сопоставляем с мантийным плюмом, выделяемым также как Южно-Хангайская горячая точка мантии. В соответствии с представлениями о фиксированной позиции мантийных плюмов относительно подлитосферной мантии перемещения проекций центров горячей точки на поверхности Земли отражают движения Евразийской плиты в позднем мезозое - кайнозое. В целом они незначительны.

**Возрастные вариации состава вулканитов.** На рис. 11 отражена изменчивость ряда параметров среднего состава базитов, возникших на разных этапах функционирования горячей точки. На нем учтены только данные по породам эпох проявления базитового вулканизма и те средние составы (см. табл. 2), которые отвечают районам максимального проявления вулканизма той или иной эпохи. В целом график показывает, что в ходе развития горячей точки наблюдаются тенденции понижения в породах содержаний SiO<sub>2</sub>, повышения TiO<sub>2</sub> и величины значения коэффициента магнезиальности ( $mg = 100 \text{ Mg}/(\text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2} + \text{Mg})$ ), а также более или менее выдержанные содержания Na<sub>2</sub>O.

При более подробном анализе графика с учетом геологических условий проявления пород различных этапов представляется возможным выделить три группы этапов или три стадии развития горячей точки. В раннюю стадию объединены эпохи раннего мела и начала позднего мела, продукты вулканизма которых в значительной степени характеризуются связью со структурами

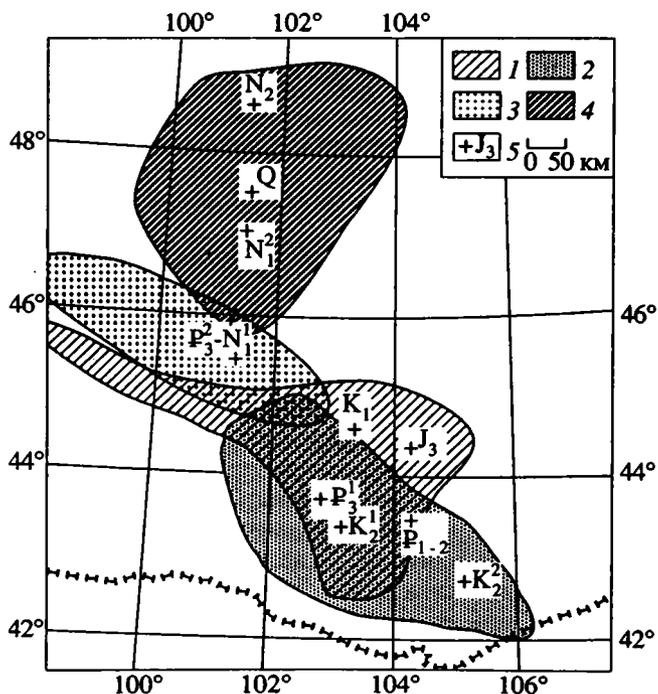


Рис. 10. Схема размещения разновозрастных ареалов внутриплитных вулканических пород.

1 - 4 - ареалы вулканических пород: 1 - позднеюрских - раннемеловых, 2 - позднемеловых - раннекайнозойских (до позднеолигоценовых), 3 - позднеолигоценовых - раннемиоценовых, 4 - среднемиоценовых - голоценовых; 5 - центры ареалов распространения пород отдельных этапов вулканизма, указанных возрастными индексами.

Гоби-Алтайской рифтовой зоны. Во вторую стадию включены эпохи конца раннего мела, палеоцен-эоценовая и раннеолигоценовая, для которых характерны, прежде всего, наиболее низкая интенсивность вулканической активности, а также пространственная совмещенность распространения вулканических продуктов. Поздняя стадия объединяет все более поздние эпохи вулканизма.

Для ранней стадии на фоне снижения общей интенсивности вулканизма отмечается понижение содержания в породах  $TiO_2$  и  $K_2O$  и повышение содержаний  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ , величины коэффициента магнезиальности при незакономерном распределении  $SiO_2$ .

В породах средней стадии отмечаются незначительные вариации этих параметров, за исключением роста  $K_2O$  в раннеолигоценовых породах, скоррелированного с возрастанием  $SiO_2$  и понижением  $CaO$  и  $Al_2O_3$ . В отличие от продуктов ранней стадии, вулканы этой стадии обладают пониженными содержаниями  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  и повышенными  $TiO_2$ .

Группа пород поздней стадии выделяется среди других достаточно хорошо согласованными изменениями их составов с вариациями интенсивности вулканизма. Породам этапов с высокой интенсивностью соответствуют относительно пониженные содержания  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$  и повышенные —  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  и величины коэффициента магнезиальности. Породы эпох с относительно низкой активностью вулканизма характеризуются обратными соотношениями. Отметим, что для пород ранней стадии подобной согласованности не отмечается.

Таким образом, при наличии некоторых общих тенденций в изменении состава вулканических пород во времени в целом эти изменения не являются закономерными и более или менее согласуются на уровне тенденций более высокого порядка лишь в рамках отдельных стадий развития горячей точки. Поэтому эти данные не позволяют связать магматизм горячей точки с дифференциацией расплавов в однажды возникшем очаге магматических расплавов. Более вероятной представляется неоднократная смена области плавления, соответствующая импульсному поступлению источника расплавов из более глубоких уровней мантийного плюма. Таких импульсов было по крайней мере три, хотя, учитывая периодическую смену интенсивности вулканизма в рамках отдельных стадий, можно предположить, что каждый импульс, вероятно, имел сложную пульсационную возрастную структуру.

Динамика формирования мантийного плюма. Рассмотрим этот вопрос на основе данных об этапности, масштабности, палеовулканологических и палеотектонических условиях проявления вулканических процессов.

Начальный импульс воздействия горячей точки на литосферу был задан на рубеже

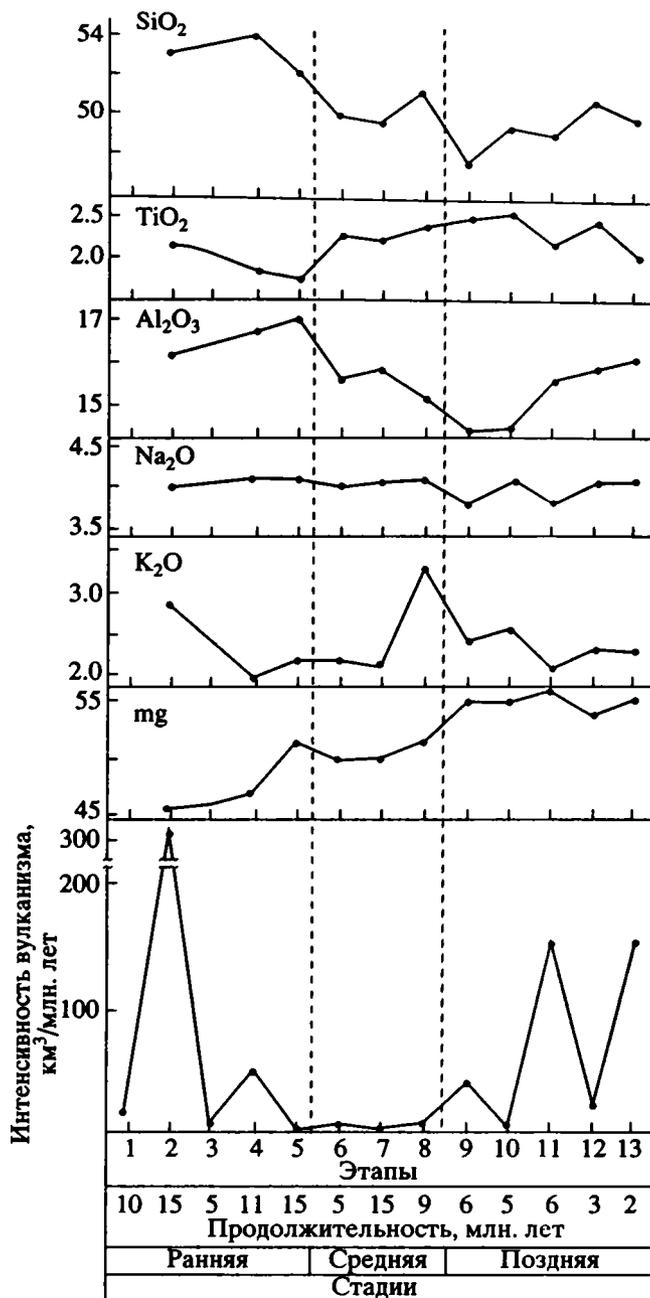


Рис. 11. Вариации состава пород и интенсивности вулканической активности (в  $км^3/млн. лет$ ) в ходе развития Южно-Хангайской горячей точки мантии. Номера столбцов соответствуют номерам в таблицах 1 - 3.

160 млн. лет, когда в восточном секторе Гоби-Алтайской рифтовой системы возникли трахит-латитовые ассоциации с карбонатитами. Со смещением во времени порядка 10 млн. лет подобные ассоциации возникли позднее в районе центрального сегмента рифтовой зоны. Это смещение центров вулканизма, по-видимому, связано с перемещением плиты над горячей точкой к

востоку. Во всяком случае основные вулканические события, связанные с деятельностью горячей точки, в дальнейшем развернулись на территории центрального и западного сегментов рифтовой зоны.

К началу раннего мела относится наиболее продуктивная фаза вулканизма. Только сохранившийся объем вулканических продуктов оценивается более чем в  $1200 \text{ км}^3$ . Вулканизм происходил на фоне крупного грабенообразования (рифтогенеза), сформировавшего осевую рифтовую зону (Гоби-Алтайскую) и систему параллельных ей грабенов в центральном секторе рифтовой зоны.

Вслед за этой фазой вулканизма в пределах рифтовой зоны проявился кислый вулканизм, в результате которого возникла рассредоточенная цепь вулканов трахириолит-онгориолитового состава. Появление кислых вулкаников, несомненно, заслуживает специального обсуждения, так как в истории развития горячей точки подобных пород больше не возникало. Источником кислых пород служил коровый субстрат, на что, в частности, указывают данные об их изотопном составе ( $J_{\text{Sr}}^0 = 0.712$ ) [14]. Представляется, что плавление в коре было связано с подъемом геоизотерм, обусловленным тепловым воздействием на кору базальтового вулканизма начала раннего мела. Среди прочих этапов развития горячей точки этот этап выделяется наиболее высокой интенсивностью поступления расплавов при наибольшей продолжительности вулканической активности (15 млн. лет), что, несомненно, привело к значительному прогреву коры. Подобные условия не повторялись в ходе развития горячей точки, также не происходило больше возникновение кислых магматических пород. Поэтому можно предположить, что тепловой вклад базальтового магматизма начала раннего мела незначительно (небольшие объемы кислых пород) превзошел предельно необходимый для начала плавления коры.

Следующий импульс активности мантийного плюма имел место в конце раннего мела. По своим масштабам он уступал вулканизму начала раннего мела, хотя, судя по локализации продуктов вулканизма в тех же грабенах, размеры, форма и положение мантийного плюма к этому времени изменились мало.

Начиная с позднего мела и до второй половины олигоцена, происходило уменьшение активности мантийного плюма. Резко сократились объемы изверженного материала, даже при допущении значительной (на порядок) эрозии существовавших вулканических полей. Форма ареалов в это время стала более овальной. Распределение вулканических продуктов утратило связь с крупными выводящими структурами и контролировалось отдельными разломами. С начала кайнозоя отмечаются последовательные перемещения проекции го-

рячей точки к северу, отвечающие небольшим перемещениям литосферной плиты к югу.

Усиление активности в деятельности горячей точки относится к олигоцену. Оно наметилось в первой половине олигоцена и резко проявилось во второй половине. Повышение активности сопровождалось образованием Долиноозерного грабена. Вслед за этой вспышкой вулканизма отмечается небольшой спад в активности горячей точки, пришедший на ранний миоцен. К позднему кайнозю и, в частности, к четвертичному периоду относится последующее усиление ее деятельности. Крупным вулканическим событием явились среднемиоценовые, а также плейстоцен-голоценовые извержения, сравнимые между собой по интенсивности вулканических процессов. Это достаточно очевидно фиксируется на графике (см. рис. 11) интенсивности вулканических процессов ( $\text{км}^3/\text{млн. лет}$ ), из которого видно, что в настоящее время деятельность горячей точки отливается максимумом активности. Отметим, что как и в более ранние этапы развития горячей точки, позднекайнозойские вспышки вулканизма сопровождалось отчетливо выраженным грабенообразованием. Последнее, однако, приобрело рассредоточенный характер и проявилось в разных участках области воздействия горячей точки.

**Горячая точка и структура литосферы.** Современное строение Центральной Азии определяют коллизионные процессы, порожденные столкновением Индостанского и Евразийского континентов. В результате столкновения, начавшегося примерно 40 млн. лет назад [21], территория Центральной Азии была раздроблена на ряд плит и континентальных блоков [3]. Область развития вулканизма Южно-Хангайской горячей точки совпадает с пограничной зоной между Амурской и Монгольской микроплитами. Вопрос о причине совпадения проявлений вулканизма, в том числе доколлизионных, с новообразованной границей плит был рассмотрен ранее [20]. Здесь оценим соотношения между размещением центров проекции горячей точки мантии, астеносферными выступами и позицией границы плиты (рис. 12). Достаточно очевидно прослеживается связь центров кайнозойских проекций горячей точки с участками литосферы сокращенной мощности. Эта связь, по-видимому, отражает "прожигающий" эффект воздействия горячей точки на литосферу, определяющий, в частности, подплавление литосферной мантии и переход ее в состояние аномальной мантии.

Из рисунка также видно, что граница Амурской и Монгольской плит, возникшая в ходе коллизионного столкновения Индостанского и Евразийского континентов, совпадает с выступом аномальной мантии (или более тонкой частью литосферы). Мы считаем [20], что сплошность литосферы, ослабленная в результате деятельности горячей точки, способствовала тому, что

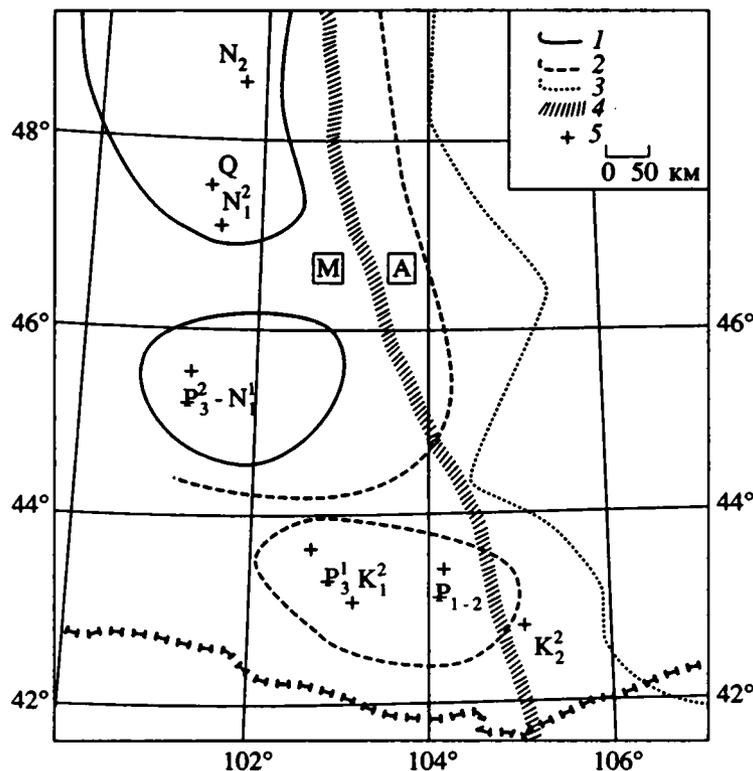


Рис. 12. Схема размещения центров магматических ареалов относительно структур литосферы.

1 - 3 - глубины залегания астеносферной мантии по [4]: 1 - менее 50 км, 2 - менее 75 км, 3 - менее 100 км; 4 - граница Амурской (А) и Монгольской (М) малых плит, по [3]; 5 - центры разновозрастных вулканических ареалов, возраст указан индексом у знака.

процессы коллизионного дробления приспособились к существовавшей структуре литосферы и произошли вдоль ее ослабленной зоны. В этом мы видим причину совмещения структуры более молодого коллизионного пояса (возраст менее 40 млн. лет) с поясом развития в том числе и более древних вулканических продуктов, возникших в результате деятельности горячей точки мантии.

Наконец, отметим, что намеченные выше три стадии развития горячей точки достаточно очевидно выражены не только в изменениях интенсивности вулканической активности, но также в согласованности с тектоническими процессами, которые проявились в регионе в позднем мезозое - кайнозое. Так, позднеюрские-раннемеловые магматические события, выделяющиеся своей масштабностью, сопровождались активными тектоническими процессами. Особенно интенсивными они были в зоне Гобийского Алтая (т.е. над областью стояния мантийного плюма), в пределах которого возникла система грабенов, а по обрамлению - довольно крупные прогибы [10].

С позднего мела, особенно со второй его половины и до раннего олигоцена включительно, в пределах Центральной Азии существовал сравнительно спокойный тектонический режим. На

это, в частности, указывают тонкообломочный состав соответствующих по возрасту отложений, их горизонтальное залегание и небольшие мощности. Поэтому данный период развития территории оценивается как платформенный [10]. Этому интервалу времени отвечает и слабое проявление активности горячей точки.

Возобновление тектонической активности относится к позднему олигоцену, совпадая с интенсификацией магматических процессов. Выражением этой активности стали разновозрастные и разные по масштабам грабены, формирование которых со среднего миоцена происходило на фоне интенсивного горообразования. Этот хронологический рубеж отвечает также резкому усилению магматической активности. Судя по смещению Хангайского нагорья с областью стояния горячей точки в это время, последняя в значительной степени влияла на тектонические процессы в коре. Все это, по-видимому, является достаточно убедительным свидетельством воздействия горячей точки на структуру литосферы и, в частности, коры.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднемезозойские - кайнозойские внутриплитные магматические ассоциации Центральной и Южной Монголии формировались без

значимых геологических перерывов на протяжении 160 млн. лет. Разновозрастные вулканические породы связаны между собой преемственностью пространственной позиции, близкими размерами площадей их распространения, составами вулкаников и палеовулканологическими и структурными условиями их проявления. Вне зависимости от возраста вулканические породы содержат включения глубинных пород – лерцолитов, пироксенитов, мегакристов амфибола, пироксена, граната, полевых шпатов. Это указывает на глубинный мантийный источник магматических расплавов. Устойчивость функционирования этого источника на протяжении 160 млн. лет и сохраняющиеся во времени его размеры, фиксируемые ареалами распространения пород той или иной возрастной группы, позволяют связать данный источник магматизма с мантийным плюмом или горячей точкой мантии.

Динамика развития плюма имела прерывисто-пульсационный характер с продолжительностью пульсаций от 15 до 2 млн. лет. Каждому импульсу активности плюма отвечает определенный комплекс вулканических проявлений и структурных новообразований, например, грабенов. Изменение активности плюма, зафиксированное в интенсивности вулканических извержений, во времени имело сложный характер. Эта активность была наивысшей на начальных этапах возникновения горячей точки, затем постепенно уменьшалась, а на последних этапах вновь возросла. Одним из следствий этой направленности развития вулканических событий является заключение, что горячая точка не прекратила своей деятельности и область Центральной Монголии представляет регион, где вероятность возобновления вулканической деятельности является очень высокой. На фоне общей тенденции изменения активности устанавливается периодичность вариаций интенсивности более высоких порядков. Она обусловлена чередованием импульсов с относительно более высокой и более низкой продуктивностью вулканических излияний.

Изменение позиции проекций горячей точки на земную поверхность, вероятно, отражает движения литосферы над горячей точкой. Воздействие последней на литосферу, по-видимому, вызывало утонение ее мантийного слоя вследствие либо подплавления мантии, либо подъема мантийного плюма в литосферную мантию.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту 93-05-8158.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Девяткин Е.В.* Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 195 с.
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // *Геотектоника*. 1983. № 1. С. 28 - 45.
3. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.
4. *Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.* Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // *Физика Земли*. 1988. № 7. С. 32 - 42.
5. *Иваненко В.В., Карпенко М.И., Яшина Р.М., Андреева Е.Д.* Новые данные о калий-аргоновом возрасте базальтов западного борта Хубсугульского рифта (МНР) // *Докл. АН СССР*. 1989. Т. 309. № 4. С. 925 - 930.
6. *Кепежинкас В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 230 с.
7. *Коваленко В.И., Зерегляд А.В., Самойлов В.С.* Богатые редкими элементами онгонитовые вулканиды // *Докл. АН СССР*. 1979. Т. 246. № 3. С. 682 - 686.
8. *Коваленко В.И., Нагибина М.С., Добров Г.М. и др.* Мезозойские щелочные породы и связанное с ними оруденение Мушугай-Худукского района Монголии // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1984. № 4. С. 75 - 89.
9. *Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Аракелянц М.М., Андреева Е.Д., Первов В.А.* Новые данные о калий-аргоновом возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 303. № 2. С. 454 - 457.
10. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 307 с.
11. *Первов В.А., Кононова В.А., Аракелянц М.М.* Возраст некоторых щелочных массивов пустыни Гоби // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1980. № 5. С. 24 - 32.
12. *Салтыковский А.Я., Геншифт Ю.С., Аракелянц М.М.* Калиевые базальтоиды в кайнозое Монголии // *Вулканология и сейсмология*. 1984. № 5. С. 60 - 73.
13. *Самойлов В.С.* Позднемезозойский рифтогенный магматизм Южной Монголии // *Геология и геофизика*. 1989. № 9. С. 12 - 21.
14. *Самойлов В.С., Коваленко В.И.* Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 196 с.
15. *Фрих-Хар Д.И., Саница С.М., Иванов В.Г., Самойлов В.С., Ярмолук В.В.* Позднэдунбаинские вулканиды Гобийского Алтая (Монголия) // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 264. № 2. С. 425 - 428.
16. *Шувалов В.Ф.* О возрасте цаганцабского горизонта Монголии в свете новых радиологических данных // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1988. № 10. С. 68 - 77.
17. *Шувалов В.Ф., Николаева Т.В.* О возрасте и распространении кайнозойских базальтов на юге Монголии // *Вестн. ЛГУ*. 1985. № 14. С. 52 - 59.
18. *Ярмолук В.В.* Структурная позиция континентальных рифтовых зон Центральной Азии // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1986. № 9. С. 3 - 12.
19. *Ярмолук В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 262 с.
20. *Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С.* Тектоническое положение позднекайнозойского вулканизма Центральной Азии // *Геотектоника*. 1991. № 1. С. 69 - 83.
21. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*. 1975. V. 189, № 4. P. 419 - 426.

Рецензент: М.И. Кузьмин

## **Dynamics of Forming and Magmatism of the Late Mesozoic - Cenozoic Hot Spot in the Mantle, Southern Khangai (Mongolia)**

**V. V. Yarmolyuk\*, V. G. Ivanov\*\*, V. I. Kovalenko\*, V. S. SamoiloV\*\***

*\*Institute of Ore Deposits Geology, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow*

*\*\*Institute of Geochemistry, Siberian division, Russian Academy of Sciences, Irkutsk*

Development stages of the Late Mesozoic - Cenozoic volcanic province, localized in the central and southern Mongolia, are defined using age determinations along with compositional variations and other geological characteristics of volcanic rocks. According to geochemical data on magmatic rocks, their distribution areas and volumes, periods of volcanic activity were concentrated at certain time intervals, and eruption areas of sequential stages were commensurable, usually overlapping each other. A certain similarity between volcanic rocks of different ages, which are represented mainly by alkaline and subalkaline varieties bearing xenoliths of mantle origin, indicates that this volcanic province had genetic relations with a mantle hot spot. Its activity was variable in time, first decreasing from the Early Cretaceous to the Late Cretaceous and Paleogene, and then increasing again in the Late Cenozoic. This general trend is complicated by periodicity of a higher rank characterized by alternating pulses of volcanic eruptions of higher and lower intensity.

УДК 551.242.3(571.6)

## СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА В ЮРСКОЕ ВРЕМЯ

© 1994 г. Л. А. Савостин\*, Г. Е. Бондаренко\*\*, В. Г. Сафонов\*, В. Э. Павлов\*

\*Лаборатория региональной геодинамики РАН, Москва

\*\*Научно-производственное объединение "Аэрогеология", Москва

Поступила в редакцию 04.11.93 г.

Комплексные исследования позволили аргументировать наличие в мезозое вещественно-структурных связей между двумя крупными тектоническими единицами СВ Азии: Сугойской складчатой зоной и Омолонским массивом. Их западные части в юре представляли единое шельфовое море с компенсационно прогибающимся дном и углубленной частью, соответствующей Сугойской зоне. Фоновое осадконакопление привело к формированию известково-глинистых периодитов, установленных впервые. Выделены главные фазы мезозойской складчатости в регионе. Первая имела место в средней - поздней юре. В это время палеошироты Омолонского массива, Сугойской зоны и Сибири (80° - 85° северной широты) перестали значимо различаться. Вторая фаза складчатости произошла до второй половины раннего мела и сопровождалась смещением Омолонского массива относительно Сугойской зоны к северу по системе левых сдвигов.

### ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая в статье территория включает северную часть Сугойской складчатой зоны, а также прилегающие участки Омолонского массива. Регион принадлежит центральной части Верхояно-Колымской складчатой области мезозойского периода.

Длительное геологическое изучение региона привело к формированию двух альтернативных точек зрения на его тектонику и историю развития. Первая, сформулированная в ряде региональных сводок [27, 32, 33] сводится к тому, что нынешнее взаиморасположение главных тектонических единиц в регионе сохранялось в ходе всей его фанерозойской истории. При этом преобладающими тектоническими движениями были вертикальные, а латеральные перемещения по амплитуде не превышали первых десятков километров и были следствием растяжения и инверсии континентальных рифтов. Эта модель неудовлетворительно объясняет выявленную за последние 5 - 7 лет покровно-складчатую структуру региона, а также не учитывает имеющиеся на сегодняшний день палеомагнитные данные [5, 12, 13, 15, 16, 23, 29, 30], которые свидетельствуют, что в палеозое - мезозое взаиморасположение главных тектонических единиц здесь могло быть существенно иным.

Вторая группа исследователей [5, 20, 25] склонна считать, что Омолонский массив и, возможно, Приколымское поднятие в среднем палеозое были отделены от окраины Сибири бассейном с океанической корой и до своего вхождения в состав Верхояно-Колымской области (в конце юры - начале мела) испытали значительное латеральное перемещение в северном направлении. Эта точка зре-

ния опирается на имеющиеся палеомагнитные данные. Однако она противоречит литолого-стратиграфическим материалам, свидетельствующим о существовании в мезозое фациального ряда между Омолоном и Сугойской зоной, не учитывает отсутствие фанерозойских структур с офиолитами. Наконец, биостратиграфические данные, основанные на изучении конодонтов из разрезов палеозоя в регионе [1, 2], позволяют М.Х. Гагиеву [2] восстановить практически непрерывные фациальные ряды средне-верхнепалеозойских образований между Омолонским массивом, Сугойской зоной, Приколымским и Омuleвским поднятиями.

Таким образом, ни одна из существующих концепций не соответствует в полной мере накопленному геолого-геофизическому материалу. Кроме того в регионе не проводились структурные исследования, что значительно снижает достоверность тектонических построений. Степень палеомагнитной изученности разновозрастных образований оставляет желать лучшего.

Сотрудниками КАГЭ-3 НПО "Аэрогеология", Лаборатории Региональной Геодинамики РАН в 1992 г. были проведены совместные комплексные работы (литологические, структурные и палеомагнитные) в северной части Сугойской складчатой зоны и прилегающих районах Омолонского массива, результаты которых обсуждаются ниже.

Стратиграфическая привязка палеомагнитных и литологических проб в мезозойских образованиях осуществлялась с точностью до уровня подотделов с использованием картографических материалов Е.А. Кораго [8] и Е.И. Кудлея [9].

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Комплексные исследования охватили область сочленения Приколымского поднятия и Омолонского массива в той части, где Сугойская складчатая зона клиновидно вдавливается между ними, отделяясь Ярходонским и Тебанинским разломами соответственно (рис. 1). Наиболее древние образования в пределах Сугойской зоны представлены многокилометровой, интенсивно дислоцированной, терригенно-карбонатной толщей палеозоя. Она содержит на разных уровнях (живетский ярус среднего девона, вторая половина среднего карбона и верх-

ний карбон - нижняя пермь) продукты вулканизма: потоки базальтов, пирокластику основного состава, субвулканические тела диабазов [1].

Карбонаты играют заметную роль в нижней (живет) и верхней (конец перми) частях разреза. На верхнетурнейско-визейском уровне в ряде обнажений также заметно возрастает роль карбонатов. Основной объем изученного разреза сложен интенсивно рассланцованными песчано-алевритоглинистыми разностями с редкими линзами и прослоями карбонатов, с отчетливо проявленными признаками турбидитов (цикличность Боума, подводно-оползневые текстуры, слабая биотур-

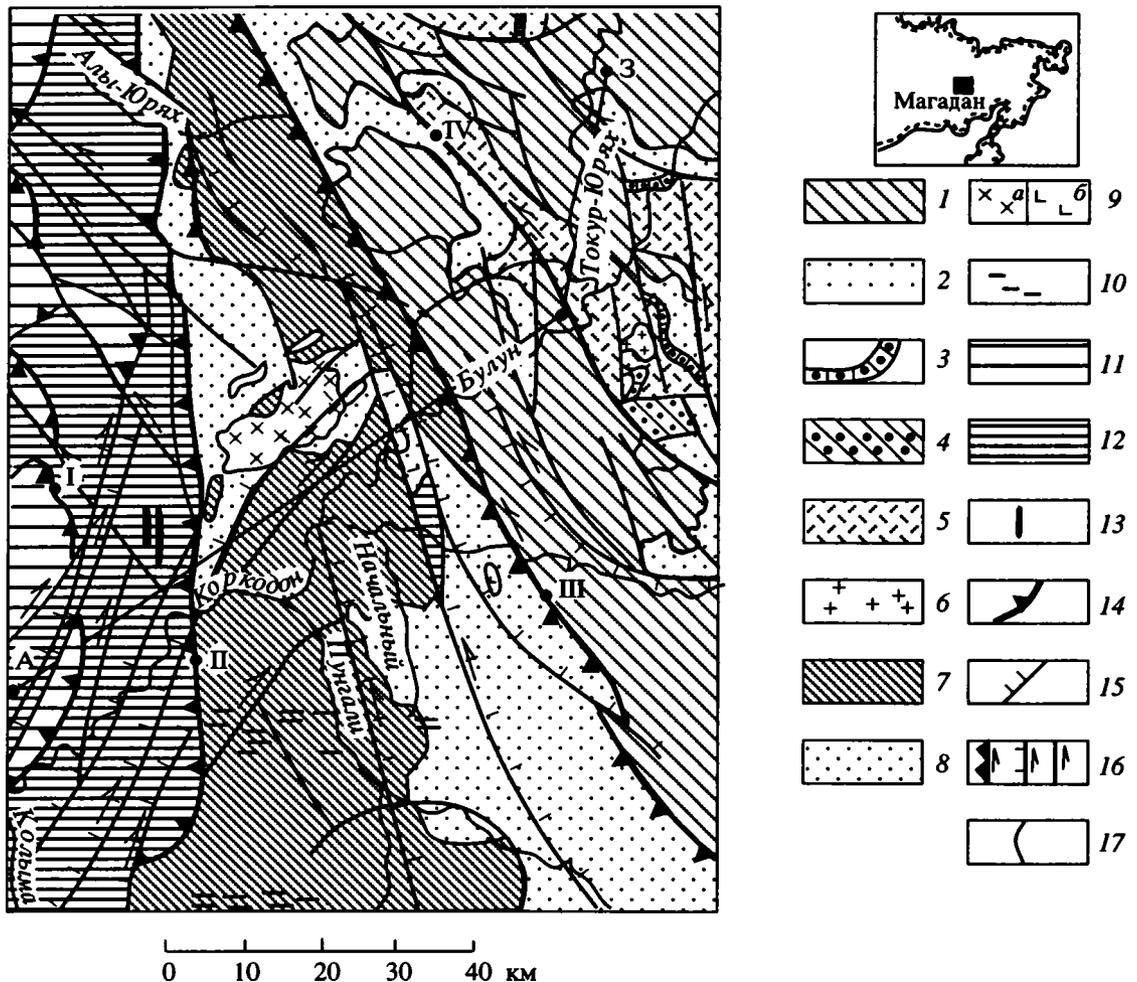


Рис. 1. Структурно-геологическая схема юго-западного обрамления Омолонского массива.

1 - 6 - образование чехла Омолонского массива: 1 - юрские отложения, 2 - верхнетриасовые отложения, 3 - верхнепермские отложения, 4 - нижнекембрийские вулканогенно-осадочные образования, 5 - средне-верхнедевонские вулканогенные образования (кедонская серия), 6 - интрузии девонских гранитоидов; 7 - 13 - образования Сугойской складчатой зоны: 7 - юрские отложения, 8 - триасовые отложения, 9 - интрузии и субвулканические тела мелового возраста: а - гранитов, б - диабазов; 10 - дайки мелового (?) возраста среднего и основного составов, 11 - девонско-каменноугольные отложения восточной части Приколымского поднятия, 12 - девонско-пермские осадочно-вулканогенные образования, 13 - верхнекаменноугольно-нижнепермские субвулканические тела основного состава; 14 - 16 - разломы: 14 - главные (I - Ярходонский, II - Ярхочанский, III - Тебанинский, IV - Булу́нский), 15 - второстепенные (бергштрихи указывают направление погружения поверхности сместителя), 16 - сдвиги и разломы со сдвиговой компонентой; 17 - стратиграфические границы.

Буквами А и З обозначено положение крайних точек структурно-геологического профиля, изображенного на рис. 4.

бированность). Важной особенностью разреза палеозоя Сугойской зоны является присутствие среди турбидитов верхнего девона - турне прослоев-линз конглобрекций, обломочная часть которых содержит осадочные, магматические и метаморфические породы, широко распространенные в протерозойско-среднепалеозойских разрезах Приколымского поднятия.

Палеозойские отложения наиболее широко распространены в западной, приграничной с Приколымским поднятием области Сугойской складчатой зоны, а также изучены в нескольких изолированных тектонических блоках в центральной части последней.

Наиболее широко в исследованной части Сугойской зоны распространены триасово-юрские отложения, общая мощность которых оценивается более чем в 7 км [3, 9]. Однако при подсчете мощностей предыдущими исследователями не учитывались многочисленные надвиги и напряженная складчатость. Вероятно, истинная мощность этих отложений в несколько раз меньше.

Отложения триаса, средней и верхней юры расчленены до ярусов на основании находок макрофауны [9].

Триас представлен алевро-глинистыми отложениями с подчиненным количеством песчаников и известняков, содержащихся главным образом в верхах разреза. Для отложений нижнего и среднего отделов характерна фосфоритонность. В верхней части разреза присутствуют туфы и туффиты среднего состава [3].

В пределах юго-западной части Омолонского массива наиболее древние образования слагают Токур-Юряхский и Рассошинский блоки [3]. Они изучены в нижнем течении р. Токур-Юрях, где представлены рассланцованными трахириолитами, трахидацитами, их туфами, туффитами и субпластовыми субвулканическими телами того же состава кедонской серии ( $D_{2.3}$ ). Нижняя ее граница здесь не вскрыта, а верхняя на обнаженных участках – тектоническая. Девонские вулканы на других участках перекрыты маломощным чехлом карбонатно-терригенных пород верхней перми, содержащих примесь пирокластического материала [3]. Триасовые отложения (мощность не более 850 м) с разрывом залегают на пермских и представлены алевро-аргиллитами, песчаниками с прослоями известняков. В верхней части разреза есть примесь пирокластиков среднего-основного состава [8, 17].

#### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ СУГОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Перед литологическими исследованиями стояли две задачи: первая – выявление условий образования юрских отложений Омолонского массива

и Сугойской зоны, вторая – сопоставление палеогеографических обстановок ранне-среднеюрского времени в пределах этих крупных структур.

Проведенное изучение позволило сделать вывод о существовании в юре на Омолонском массиве и в Сугойской зоне единого бассейна осадконакопления. Отложения обоих регионов характеризуются общим типом фоновых осадконакопления, существенно отличаются мощностью и степенью обогащенности фаунистическими остатками. Выделено два этапа осадкообразования: с начала ранней юры примерно до ааленского века и с байосского века до оксфордского. Сформировавшиеся в эти этапы отложения различаются своей гранулометрией. Рассмотрим некоторые наиболее характерные и информативные генетические типы этих отложений.

**Периодиты.** Гемипелагические известково-глинистые периодиты [34], являющиеся фоновыми отложениями, представляют собой отчетливо слоистые двух-трехчленные ритмы с мощностями слоев в первые дециметры. Полный ритм состоит из слоев (снизу вверх): аргиллит, мергель и известняк. Нередко нижний слой сложен алевро-аргиллитами, а верхний – глинистыми известняками. Их ритмичное строение иногда нарушено из-за поступления в бассейн материала событийного (вулканизм) характера либо процессами преотложения осадков. Аргиллиты имеют стандартный состав и текстуру, алевро-аргиллиты часто содержат тонкую витрокластику. Известняки обладают желтовато-бежевым цветом, тонкозернистые, массивные либо с реликтовыми тонкослойчатыми участками. Верхний известковый слой ритмов может быть линзовидным либо представлен линзовидными конкрециями и разрозненными эллипсоидальными конкрециями, сформированными в процессе диагенеза. Слои ритмов часто биотурбированы частично или на полную мощность в зависимости от обстановки осадконакопления. В том случае, когда событийные процессы нарушали ритмичность периодитов, процесс диагенеза, увеличивший карбонатность верхнего элемента ритма, придавал этим ему заметную окраску, ее акцентировал.

Строение ритмов, состав и мощности слоев, характер диагенеза и степень биотурбации позволяют провести полную аналогию с периодитами, впервые изученными в мезозое Западной Европы [33, 34].

**Вулканокластиты.** Почти весь обломочный материал юрских пород имеет вулканический состав. Большая его часть относится к вулканотерригенному типу, меньшая является продуктом вулканизма, синхронного осадконакоплению. Вулканотерригенные породы – алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты, обломочный материал которых сложен в основном трахитоидными риолито-дацитами. Пирокластиты чаще всего представлены кристалло-лито-витроклас-

тическими, песчано-алевритовыми, нередко пизолитовыми туфами основного состава. Пирокластический материал пелито-алевритовой размерности в качестве примеси распространен по разрезу.

**Шальштейны.** Породы характеризуются псевдофлюидальной текстурой, обусловленной наличием уплощенных при диагенезе фрагментов стекла основного состава. Наиболее распространены шальштейновые туффиты, содержащие кроме гиалокластики окатанную тефру, кристаллокластику, перекристаллизованный карбонатный осадок и пизолиты (рис. 2а).

**Пирокласто-тефроиды.** Они, как правило, кристалло-витро-литокластические и имеют песчано-гравийную размерность. Обломочный материал представлен окатанной и в незначительном количестве неокатанной, непузыристой тефрой (рис. 2б). Нередко наблюдается конформный характер границ обломков, что, отчасти, объясняется низкой твердостью тефры, способной оказываться в прибойной зоне в течение года [18]. Участвующие в составе пород пирокластические продукты состоят не только из "свежей" тефры, но также из пизолитов и хорошо сохранившихся витрокластов вытянутой и каплевидной формы (рис. 2в), наличие которой исключает латеральный перенос. Некоторые слои имеют текстуры, свидетельствующие о незначительных гравитационных перемещениях обломочного материала, возможных в мелководных шельфовых условиях.

**Гравититы.** Они представлены отложениями зерновых и пастообразных потоков, слагающими слои мощностью до 25 см, а также отложениями суспензионных потоков (неполные циклы Боума, обычно А, Б, Е).

**Темпеститы.** Рассматриваемые отложения, в первую очередь, характеризуются разнонаправленной, крутопадающей, косой слоистостью (соответствующей гидродинамике высокой энергии) особенностями переслаивания в виде сочетания слоев, сформированных в контрастных гидродинамических условиях. Они образуют редкие аргиллито-песчаниковые пачки мощностью до 0.5 м (рис. 3). Штормовые слои характеризуются крутой косой слоистостью с эрозионной нижней границей. Слои, соответствующие утихающему шторму, имеют косую бугорчатую слоистость. Отложения постштормового периода глинистого состава отвечают этапу осаднения поднятой штормами взвеси. Они обычно биотурбированы, поверхность может обладать рябью. Отложения такой морфологии, таких мощностей слоев и пачек исследователями, изучавшими их в современных шельфовых морях, относятся к отложениям течений, генерированных штормами [4].

#### УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

**Первый этап ( $J_1 - J_2$ ).** Отложения юго-западной части Омолонского массива характеризуются четкой тонкой и ритмичной слоистостью. Они хорошо фаунистически охарактеризованы и страти-



Рис. 2. Фотографии шлифов раннеюрских вулканогенно-осадочных пород: а – шальштейновые туффиты (темное – гиалокластика); б – пирокласто-тефроиды, содержащие окатанную и неокатанную тефру, тонкую витрокластику (темное), кристаллокластику; в – пирокласто-тефроиды с каплевидными витрическими фрагментами, пизолитами. В верхнем левом углу прослой шальштейнового туффита. Ув. 72. Без анализатора.

фицированы. Более чем на 80% разрез состоит из известково-глинистых периодитов. 15% его объема составляют разности периодитов, "нарушенные" поступлением тонкой пирокластики и процессами переотложения осадков. Остальная часть разреза сложена продуктами подводного и надводного вулканизма, синхронного осадконакопленю. Мощность отложений этого временного интервала 250 м. Слои периодитов биотурбированы микроилоедами на полную мощность, что привело к почти полной утрате микрослойчатости.

Морфология ходов крупных илоедов позволяет судить об интервале глубин жизнедеятельности этих организмов от десятков до первых сотен метров [35]. В то же время верхний предел глубин ограничен седиментационными условиями формирования периодитов, образующимися за пределами штормового воздействия. Скорости накопления периодитов, учитывая присутствие тонкой пирокластики во многих частях разреза, были несколько выше обычных – 0.5 - 2.0 см в 1000 лет. Периодиты с подобной морфологией, степенью

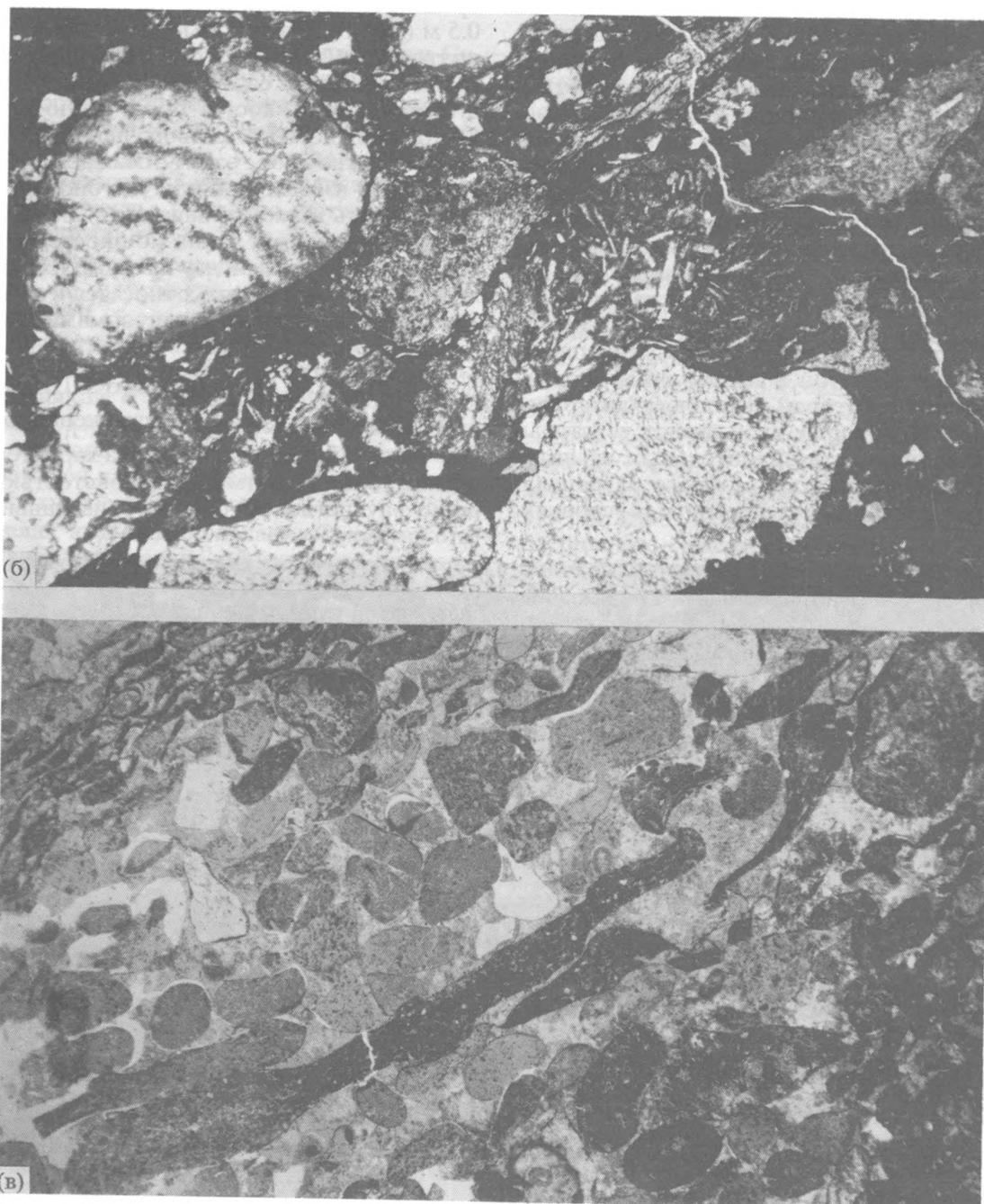


Рис. 2. Окончание.

биотурбации и диагенезом образуются в эпиконтинентальных морях шельфового типа. Количество рассеянного по разрезу пеплового пирокластического материала оценить трудно. В плинсбахской части разреза среди периодитов наблюдается пачка мощностью 5 - 6 м, сложенная пирокласто-тефроидами, пизолитовыми и шальштейновыми туфами и туффитами. Пизолитовые туфы, продуцируемые при фреато-магматических извержениях, локализуются вблизи вулкана обычно в радиусе 10 - 15 км [14]. Наличие в пирокласто-тефроидах автохтонной тефры гравийной размерности, а в туффитах – ажурных каплевидных фрагментов, не претерпевших латеральную транспортировку, свидетельствуют о близости расположения вулканического аппарата (рис. 2в). Кроме того, переслаивание в одной маломощной пачке пирокласто-тефроидов, пизолитовых туфов и шальштейнов-гиалокластитов возможно только в условиях близости вулканического аппарата. Следовательно, в плинсбахском веке на юго-западной окраине Омолонского массива в условиях мелкого моря и затем невысокого острова был проявлен вулканизм основного состава.

Среди интенсивно дислоцированных пород северной части Сугойской складчатой зоны отложения первого этапа обнажаются в ядрах редких узких антиклиналей. Разрез состоит из периодитов (85% объема разреза), гравититов (10%) и туфов. Его мощность 450 м [26], а согласно объяснительной записке к геокарту масштаба 1 : 1000000 (1991 г.) – 800 м, что в 2 - 3 раза превышает мощность однообразных отложений на прилегающей части Омолонского массива. Периодиты нередко обладают нетипичным обликом: известковый слой ритмов выражается слабо. Мощности слоев периодитов могут быть не выдержаны, причиной этому служит активный гидродинамический режим, периодически нарушавший режим осаднения, выразившийся в тонкослоистых текстурах, а также процессы слабых гравитационных перемещений осадка. Биотурбации подвержены обычно несколько верхних сантиметров слоя, что свидетельствует о нормальном содержании кислорода в придонном слое. Некоторые слои содержат обильную вкрапленность и крупные стяжения пирита.

Отложения гравитационных потоков слагают отдельные маломощные слои или пачки из нескольких слоев. Кроме того наблюдаются серии слоев-отложений неразвитых суспензионных потоков (элементы А и В цикла Боума). Пирокластический пепловый материал, присутствующий в виде примеси в периодитах, кроме того, слагает отдельные слои пепловых и пизолитовых туфов, входит в состав туффитов.

Плохо обнаженный разрез первого этапа в Сугойской зоне сходен с однообразным на массиве. Вероятнее всего, он накапливался в западине дна шельфового моря при условии компенсационного его прогибания. При этом осадки претер-

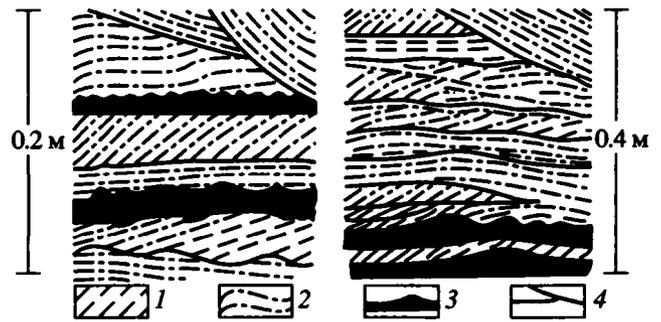


Рис. 3. Текстуры темпеститов в отложениях среднеюрского возраста.

1 – алевро-аргиллиты, 2 – алевролиты, тонкозернистые песчаники, 3 – аргиллиты, 4 – границы слоев.

певали частичное переотложение течениями и гравитационными потоками.

**Второй этап ( $J_2bj$  -  $J_3ox$ ).** В начале средней юры, примерно с байосского, а местами ааленского, веков в разрезах юго-западной части Омолонского массива начинают резко преобладать вулканические песчаники и гравелиты (90%). Кроме них наблюдаются известковистые алевро-аргиллиты и углистые аргиллиты. Песчаники и гравелиты состоят из окатанных фрагментов риолитов, дацитов и их трахитоидных разновидностей, а также андезитов (?), игнимбритов, перлитового и обычного стекла, шлака. Обломки силицитов и алевро-аргиллитов редки. Кристаллокластика состоит из альбита, калишпата и кварца. Хорошая сортировка обломочного материала песчаников, местами сохраняющаяся микрослоистость свидетельствуют о существенной роли латеральных течений в их формировании. Гравелиты, состоящие часто из идеально окатанного, скорее всего в прибойной зоне, гравия, сортированы плохо, иногда содержат пудлингово распределенную гальку. В результате уплотнения осадков при диагенезе возникали конформные границы между хорошо окатанными обломками мелкого гравия, иногда сопровождаемые микрогранобластовым агрегатом. Ходы илоедов, обильно развитые в верхней части некоторых слоев песчаников, относятся к родам *Teichikus* и *Orhiomorpha*, обитавшим в условиях мелководной части шельфа (определения М.А. Федонкина). Известковистые алевро-аргиллиты, часто тонкослоистые с редкими известковистыми конкрециями, по сути являются плохо выраженными периодитами в силу нестабильности режима подачи осадочного материала и активаций гидродинамики. Состав грубого вулкано-терригенного материала толщи, скорее всего, отвечает продуктам денудации пород кедонской серии Омолонского массива, а условия его обработки и накопления соответствуют прибрежной части шельфового моря. Источником обломочного материала являлась восточная часть массива, поднимавшаяся в это время выше уровня моря [28]. Необходимо отметить

присутствие грубой неокатанной тефры (?) и пепла в некоторых вулканомиктовых слоях этого возрастного интервала.

Отложения второго этапа в северной части Сугойской складчатой зоны интенсивно дислоцированы. Более чем на 55% они сложены известково-глинистыми периодитами и продуктами их переотложения. 40% разреза приходится на долю вулканомиктовых песчаников и гравелитов, сформированных течениями и гравитационными потоками. Кроме того, в разрезе наблюдаются углистые аргиллиты и аргиллисто-песчаниковые темпеститы. Общая мощность разреза 1100 м, что в 3.5 раза превышает мощность одновозрастных отложений на прилегающей части Омолонского массива. Периодиты принципиально не отличаются от раннеюрских на массиве и в Сугойской зоне, но для них характерны, подчас, большая мощность отдельных слоев (0.7 м) и хорошо выраженная параллельная и косая тонкая слоистость. Отложения нередко содержат обильную вкрапленность и стяжения пирита, редкую вкрапленность глауконита. Биотурбация затрагивает лишь верхние части слоев. Ходы илоедов наклонные и субвертикальные.

Вулканомиктовые песчаники и гравелиты состоят из фрагментов риолито-дацитов, андезитов, разнообразного по цвету и форме стекла, в том числе перлитового, редких обломков радиоларитов, туфов. Обломки хорошо окатаны, иногда с осветленной внешней зоной выветривания. Цемент известковый кристаллический, диагенетический либо пирокластический, пепловый. Отложения сформированы течениями (тонкослоистая текстура) либо гравитационными потоками (прямая или обратная градационная текстуры), причем последние образуют пачки слоев мощностью до 8 м.

Темпеститы слагают пачки слоев мощностью 0.5 - 0.6 м, сформированных при контрастном гидродинамическом режиме. Кроме того, в периодитах и тонкослоистых отложениях встречаются мелкие линзы с крутопадающей косой слоистостью в сочетании с эродированными поверхностями слоев.

Наличие в отложениях второго этапа темпеститов, углистых аргиллитов, аутигенного глауконита, а также морфология ходов илоедов свидетельствуют о малых глубинах осадконакопления. Большие мощности образований средней юры в Сугойской зоне объясняются компенсационным прогибанием крупной депрессии на дне шельфового моря, где в качестве фоновых отложений накапливались периодиты, а течения и спорадически действующие гравитационные потоки поставляли осадочный материал с мелководной части шельфа.

Сугойский палеобассейн из-за малого количества гравититов в разрезе не может быть сопоставлен с некомпенсированным глубоководным прогибом.

Таким образом, в юре на юго-западной окраине Омолонского массива и прилегающей части Сугойского палеобассейна условия осадконакопления соответствовали обстановке шельфового моря. Единство палеобассейна аргументируется общим типом фонового осадконакопления, одновременной сменой фаций, общим характером диагенеза. Бассейн представлял собой эпиконтинентальное море с компенсационно прогибающимся дном.

## СТРУКТУРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

В рассматриваемом регионе установлено широкое развитие складчато-надвиговых дислокаций [3], а главные тектонические единицы имеют отчетливые разломные ограничения (рис. 1). Следовательно, вопросы структурной эволюции и возможности взаимоперемещений тектонических единиц в ходе геологической истории друг относительно друга не могут обсуждаться без анализа складчатой структуры и характера движений по разломам.

Структурно-геометрический анализ складчатости и анализ кинематики разрывных нарушений проводились непрерывно в ходе полевых исследований в пределах Омолонского массива и Сугойской зоны. Общее количество замеров элементов залегания слоистости, кливажа и линейных элементов складок более 1500, а замеров на зеркалах скольжения в зонах разломов – более 500.

Результаты замеров обработаны на сетке Вульфа (проекция на верхнюю полусферу) с использованием традиционных методик [7].

### *Юго-Западная часть Омолонского массива*

Размеры обнажений позволяют фиксировать лишь малоамплитудные пологие складки и флексурные перегибы слоев (рис. 4). Отмечены складки двух генераций: ранние приразломные складки и флексуры с пологими (углы падения 10° - 15°) крыльями, субвертикальными осевыми поверхностями и субгоризонтальными шарнирами с азимутом падения 140° - 160°. В непосредственной близости от Тебанинского разлома складки этого этапа становятся более напряженными и наклонены на северо-восток.

Складки второй генерации не фиксируются в обнажениях, но отчетливо выделяются при обработке большого количества замеров на стереограммах. Их осевые поверхности субвертикальны, а пологие шарниры имеют азимут падения 30° - 40°.

Выделяются два кинематических типа разрывных нарушений. Взбросо-надвиги зафиксированы только вблизи зоны Тебанинского разлома. Сопровождаются маломощными зонами брекчирования и рассланцевания с незначительной серицит-карбонатной минерализацией, падающими преимущественно на запад под углами 15° - 40°. Амплитуда смещения по ним составляет метры

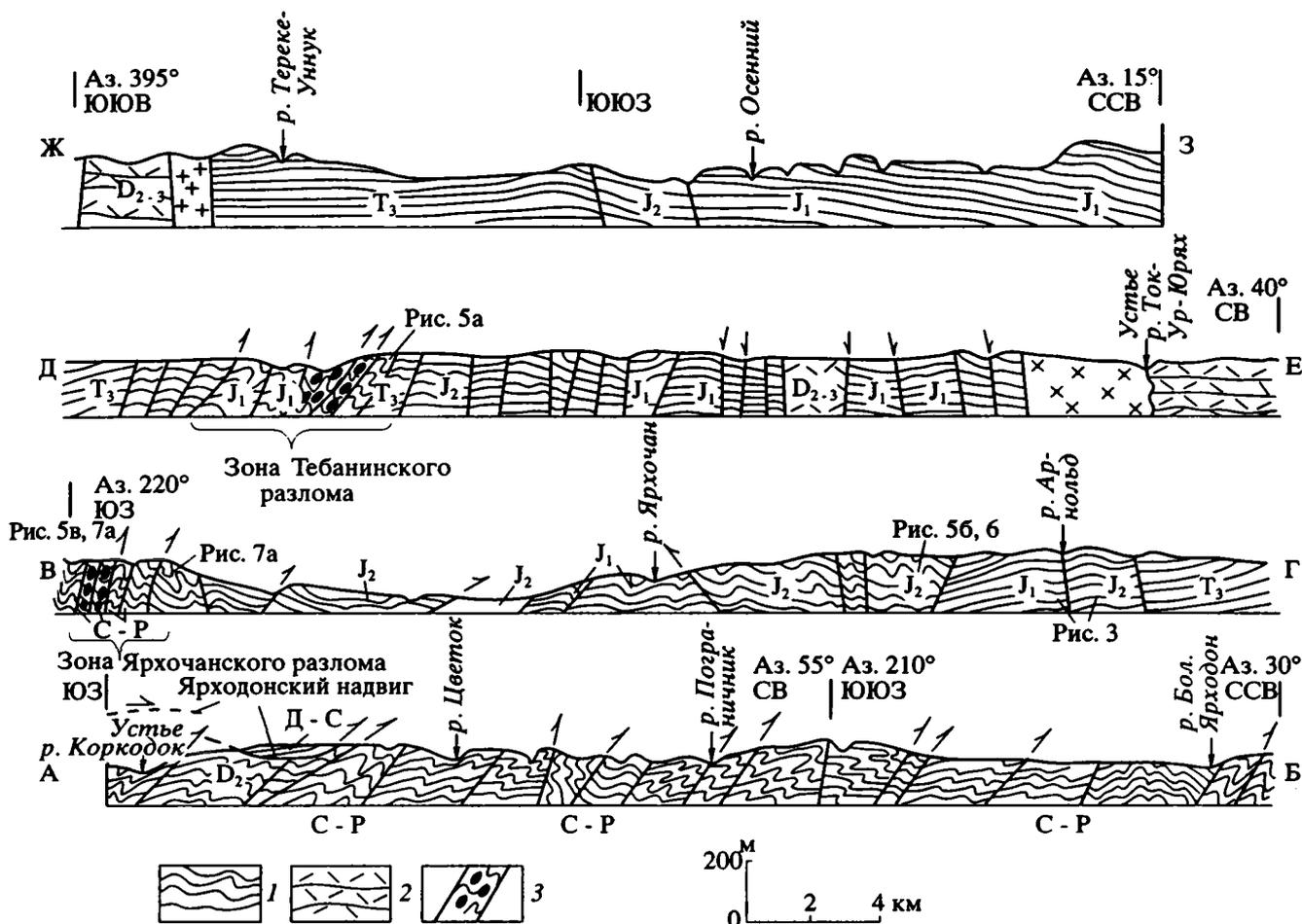


Рис. 4. Схематические структурно-геологические профили через восточную часть Приколымского поднятия, Сугойскую складчатую зону, юго-западную часть Омолонского массива (по линии А-З, обозначенной на рис. 1).

1 – слоистые осадочные толщи, 2 – вулканиты и туфы кислого состава кедонской серии, 3 – апотерригенный автокластический меланж. Остальные условные обозначения показаны на рис. 1.

или первые десятки метров. С ними генетически связаны складки раннего этапа.

Более поздними являются сбросы, сопровождающиеся сантиметровой мощностью зонами брекчирования с кальцитовой минерализацией. Азимут падения сместителей  $220^\circ - 230^\circ$  с углами  $30^\circ - 40^\circ$ . Амплитуда смещения по ним первые десятки метров.

Наиболее поздними являются левые и правые сдвиги-сбросы, падающие во встречных румбах ( $250^\circ - 260^\circ$  и  $80^\circ - 90^\circ$ ) под углами  $50^\circ - 70^\circ$ . Они сопровождаются зонами брекчирования мощностью от сантиметров до первых метров и слабой кальцитовой минерализацией. С ними генетически связаны мелкие конические складки с круто ориентированными шарнирами. По-видимому, горизонтальная амплитуда перемещений по ним значительно превышает вертикальную, составляющую первые десятки метров.

Восстановленная для юго-западной части Омолонского массива последовательность тектонических напряжений показана на рис. 8.

#### Зона Тебанинского разлома

Зона Тебанинского разлома служит западно-юго-западным ограничением Омолонского массива и прослеживается по простиранию на расстояние свыше 500 км. Хорошо выражена в рельефе, гидросети и геофизических полях [3, 10]. Поверхности сместителей погружаются преимущественно в юго-западном направлении под углами от  $20^\circ - 30^\circ$  до  $80^\circ - 90^\circ$ , реже отмечается встречное падение. Видимые взбросовые амплитуды смещения в зоне Тебанинского разлома оцениваются от 100 - 400 м до 2 - 3 км [10].

Зона разлома состоит из серии более мелких сближенных разрывных нарушений, разделенных участками интенсивной складчатости (рис. 4). Порой эти разрывные нарушения сопровождаются

автокластическим меланжем шириной до многих сотен метров.

В бассейнах рек Булун и Коркодон зона Тебанинского разлома имеет ширину около 12 - 15 км. Анализ складчатых и разрывных деформаций в пределах зоны позволил подойти к выводу о длительной истории его формирования. Ранее В.М. Кузнецов [10] также указывал на длительное ее существование – с конца палеозоя.

Складчатые деформации слоев в зоне Тебанинского разлома распространены чрезвычайно широко и разнообразны по морфологии. Складки варьируют по размерам от сантиметров до первых сотен метров. Они имеют приразломную природу и зачастую сконцентрированы в блоках шириной до 1 - 1.5 км, разделенных разломами.

Наиболее ранняя генерация мелких складок вложения приурочена к субпластовым надвигам в отложениях палеозоя - юры, имеет пологие шарниры с азимутом простирания  $110^\circ - 130^\circ$ . Складки асимметричные с северо-восточной вергентностью.

Вторую генерацию образуют сжатые, до изоклинальных, асимметричные и лежащие синклинали и антиклинали. Видимая амплитуда достигает первых сотен метров. Их шарниры имеют азимут простирания  $130^\circ - 150^\circ$ , а осевые поверхности наклонены под углами от  $5^\circ$  до  $70^\circ$ . Спорадически развит кливаж, параллельный осевым поверхностям складок второй генерации.

Третья генерация образована менее напряженными складками. Их осевые поверхности наклонены круто и простираются с северо-востока на юго-запад, а шарниры наклонены преимущественно на юго-запад под углами  $20^\circ - 40^\circ$ . Размах крыльев складок третьей генерации достигает сотен метров. Они уверенно фиксируются в обнажениях, в них обычно смят кливаж, параллельный осевым поверхностям складок второй генерации.

Четвертая генерация (наиболее поздняя) представлена мелкими складками, сминающимися слои, кварц-карбонатные жилы, кливаж складок второй генерации. Их размеры не превышают первых метров. Они генетически связаны со сдвигами четвертой генерации, их шарниры субвертикальны.

Разрывные нарушения в зоне Тебанинского разлома также распределяются между собой по относительному возрасту. Наиболее ранние представлены субпластовыми надвигами, образующими зоны тектонической брекчии мощностью 10 - 50 см, сцементированной кварц-карбонатным агрегатом. Эти разломы ориентированы субсогласно со слоистостью, сингенетичны складкам первой генерации и сами смяты в складки более поздних генераций.

Вторая генерация разломов широко проявлена и представлена надвигами с различной степенью сдвиговой компоненты, а также сопряженными сдвигами. Надвиги ориентированы: азимут падения  $190^\circ - 230^\circ$ , углы падения  $5^\circ - 40^\circ$ . Пологие

сдвиго-надвиги имеют азимуты падения  $260^\circ - 330^\circ$ . Сопряженные сдвиги с незначительной взбросовой составляющей падают на северо-запад и юго-восток под углами  $50^\circ - 80^\circ$ . Зоны разломов этого этапа достигают мощности во многие сотни метров, сопровождаются автокластическим меланжем, будином и несут кварц-кальцитовую минерализацию. С ними генетически связаны складки второй генерации. Второй этап разломо- и складкообразования проявлен наиболее ярко и по сути отвечает главному этапу складчатости.

Третья генерация разломов также широко проявлена и представлена левыми сдвигами (с той или иной степенью взбросовой составляющей) и сопряженными взбросами (рис. 5А). Взбросы наклонены на северо-запад под углами  $15^\circ - 50^\circ$ . Левые сдвиги наклонены круто и простираются в северо-западном направлении. Разломы этой генерации сопровождаются зонами тектонических брекчий, катаклазитов (мощностью до нескольких сотен метров) с кальцитовой минерализацией. С ними генетически связаны складки третьей генерации. Амплитуда вертикальных смещений по этим разломам достигает сотен метров, а горизонтальных, судя по наблюдаемым смещениям геологических границ, значительно больше.

Четвертая генерация разломов представлена левыми и, вероятно, сопряженными правыми сдвигами. Сдвиги субвертикальны и ориентированы в субширотных направлениях. В случаях, когда наследуются ранние поверхности сместителей простирания могут существенно варьировать, но тогда появляется взбросовая компонента. Разломы четвертой генерации сопровождаются мало мощными зонами брекчирования и катаклаза, практически лишенными минерализации.

Таким образом, в пределах зоны Тебанинского разлома выделяются четыре этапа деформаций, соответствующих напряжениям сжатия (рис. 8). Первые два этапа сжатия по времени были, вероятно, близки.

Помимо напряжений сжатия в пределах Тебанинского разлома зафиксировано несколько этапов растяжения, сопровождавшихся сбросообразованием (рис. 5Б).

#### *Сугойская складчатая зона*

Сугойская зона ограничена с юго-запада и северо-востока Ярходонским и Тебанинским разломами соответственно. Структурно и формационно зона является северо-восточным продолжением Ингьяли-Дебинского синклинория [3].

Наблюдения проводились в северной части Сугойской зоны на протяжении около 70 км поперек простирания структуры.

Установлена многоэтапность формирования складчатой и разрывной структуры Сугойской

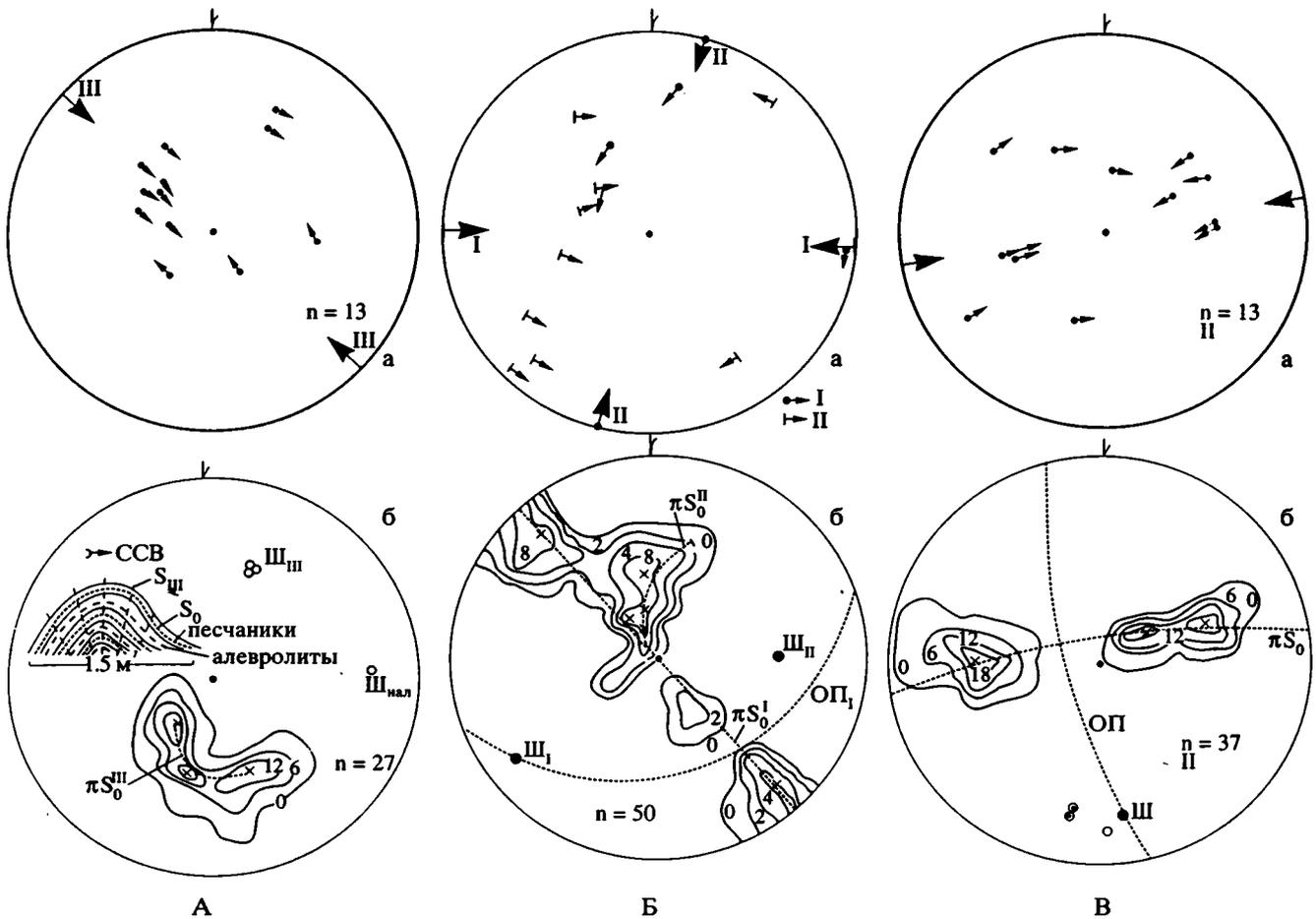


Рис. 5. Структурные парагенезы некоторых этапов деформаций в пределах Тебанинского разлома (А), Сугойской складчатой зоны (Б) и Ярходонского разлома (В):

А – структурный парагенез разломов (надвиги и сдвиги) (а) и складок (б) третьего этапа сжатия. Проекция на верхнюю полусферу.  $\pi S_0$  – пояс полюсов слоистости, кружки – выходы шарниров,  $\text{Ш}_{\text{нал}}$  – шарниры наложенных складок IV этапа сжатия,  $S_{\text{III}}$  – кливаж осевой плоскости для складок II этапа; Б – структурные парагенезы разломов и складок (соответственно а и б) первого (I) и второго (II) этапов сжатия. С первым этапом связаны складки, чьи  $\pi S_0$  (полюса слоистости) соответствуют цилиндрической деформации (их шарниры –  $\text{Ш}_I$ , а осевые поверхности –  $\text{ОП}_I$ ). Со вторым этапом в данном случае связаны складки, чьи  $\pi S_0$  соответствуют конической деформации (их шарниры –  $\text{Ш}_{II}$ , а осевые поверхности субвертикальны). Внешний вид складки, соответствующей I этапу, изображен на рис. 7б; В – структурный парагенез надвигов и сдвигов (а) и складок (б) второго этапа сжатия. Залитый кружок – вычисленный шарнир, кружок с точкой – замеренная линейность (пересечение кливажа со слоистостью), пустой кружок – замеренный шарнир. В данном случае  $\pi S_0$  соответствует цилиндрической деформации.

зоны. Полученные данные позволяют прийти к выводу, что внутренняя структура ее гораздо более сложная, чем это представлялось ранее [19].

С северо-востока на юго-запад (от Тебанинского разлома к зоне Ярходонского разлома) наблюдаются следующие особенности структуры Сугойской зоны. Вблизи Тебанинского разлома зафиксированы интенсивные складчатые деформации слоистости и кливажа нескольких генераций. Наиболее многочисленны сжатые асимметричные и изоклинные, опрокинутые на северо-восток, складки размерами в десятки и первые сотни метров. Спорадически развит кливаж осевой плоскости. Лежачие крылья складок нарушены взбросами и надвигами той же вергентности.

На протяжении 3 - 6 км к юго-западу интенсивность складчатых и разрывных дислокаций постепенно понижается. И далее на протяжении 5 км залегание слоев осложнено открытыми складками, крупными флексурными перегибами, малоамплитудными разломами различной кинематики. Размеры складок достигают нескольких сотен метров. На всем протяжении изученного отрезка вергентность структуры постепенно меняется на юго-западную. Юго-западнее (от устья р. Булун до устья руч. Инженерный) на расстоянии 10 - 12 км наблюдается чередование участков (шириной до 2 - 3 км) с относительно простым стилем деформаций и участков (также до 2 км), в которых слои интенсивно смяты в сжатые, до изоклинные, крупные

складки, опрокинутые на юго-запад (рис. 6). Крылья нарушены взбросами и надвигами, субпараллельными их осевым поверхностям. Границами участков с двумя типами структуры являются зоны, насыщенные сближенными разломами северо-западного простирания в основном взбросо-влеводвиговой кинематики. Еще юго-западнее (3 - 5 км) постепенно возрастает интенсивность складчато-разрывных дислокаций. Хорошо проявлен кливаж, который является кливажом осевой плоскости для многочисленных опрокинутых, лежащих, ныряющих изоклиналильных складок различной амплитуды (рис. 7).

Западным ограничением поля мезозойских отложений в изученной части Сугойской зоны служит зона Ярхочанского разлома. Западнее нее, в полосе шириной около 30 км, распространены интенсивно дислоцированные образования среднего - верхнего палеозоя. Последние отделены от образований Приколымского поднятия зоной Ярхондонского надвига.

Зона Ярхочанского разлома изучена в бортах долины р. Коркодон в 5 км выше устья р. Бол. Ярхондон. Здесь обнажен круто падающий на восток разлом, сопровождающийся катаклазитами и тектонической брекчией, мощностью в несколько десятков метров. Разлом имеет левосдвигово-взбросовую кинематику, вероятнее всего соответствующую сдвигам третьего этапа сжатия. Западнее, на протяжении 4 км, фиксируется се-

рия аналогичных дизъюнктивных нарушений, разделенных участками напряженной складчатости. Поверхности сместителей и осевые поверхности складок в зоне Ярхочанского разлома имеют восточную вергентность (рис. 4).

По степени дислоцированности и насыщенности разломами северная часть Сугойской зоны скорее напоминает своеобразную шовную структуру, в пределах которой рассредоточены многочисленные разломы и приразломные складки.

В мезозойских отложениях северной части Сугойской зоны выделено несколько генераций складчатых и разрывных дислокаций (рис. 8).

Первая представлена надвигами, падающими преимущественно в западных румбах под углами от 30° до 80° - 90°. С ними генетически связаны многочисленные напряженные складки с субдолготным простиранием пологозалегающих шарниров, со встречной, преимущественно западной, вергентностью, для которых кливаж является кливажом осевой плоскости (рис. 5Б).

Вторая генерация образована крупными складками различной напряженности. Они нарушают слоистость, кливаж, а также поверхности пологих разрывов первой генерации. Их пологозалегающие шарниры имеют азимут простирания 130° - 150°. С ними генетически связаны взбросы и взбросо-сдвиги, простирающиеся примерно по азимуту 20° - 40° и падающие во встречных румбах (рис. 5Б).

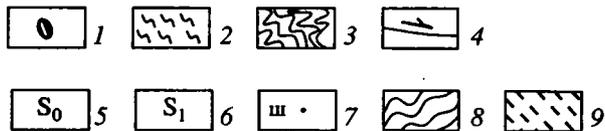
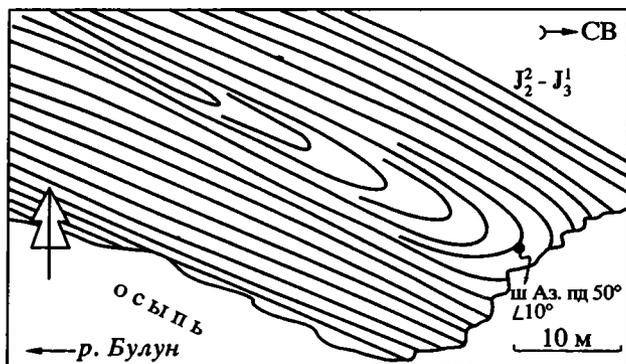


Рис. 6. Зарисовка опрокинутой на юго-запад изоклиналильной складки в тонкотерригенных породах  $J_2-3$  (правый борт долины р. Булун, 750 м выше его устья). Складка сформирована в ходе I этапа деформаций сжатия.

1 - глыбы терригенно-карбонатных пород среднего карбона в меланже, 2 - милониты, катаклазиты, 3 - интенсивная плейчатость, 4 - направление основного перемещения по плоскости разрыва, 5 - слоистость, 6 - кливаж осевой плоскости, 7 - ориентировка шарниров складок, 8 - структурные линии, соответствующие слоистости, 9 - кливаж.

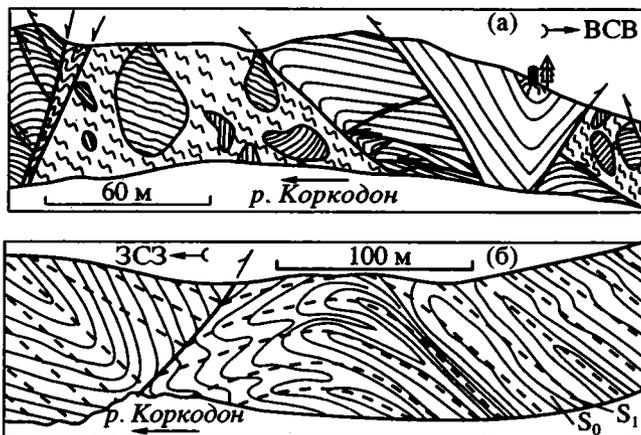


Рис. 7. Зарисовки структурных особенностей палеозойских и мезозойских отложений в северной части Сугойской складчатой зоны: а - автокластический меланж в породах среднего карбона, сформированный в ходе I и, вероятно, II этапов деформаций (правый борт долины р. Коркодон, 4 км выше устья р. Бол. Ярхондон); б - деформации осевых поверхностей, крыльев и кливажа осевой плоскости изоклиналильных складок I этапа сжатия, сформированные в ходе II этапа сжатия в тонкотерригенных породах средней юры (правый борт долины р. Коркодон, 3,5 км выше устья руч. Инженерный; восточная часть зоны Ярхондонского разлома). Условные обозначения показаны на рис. 6.

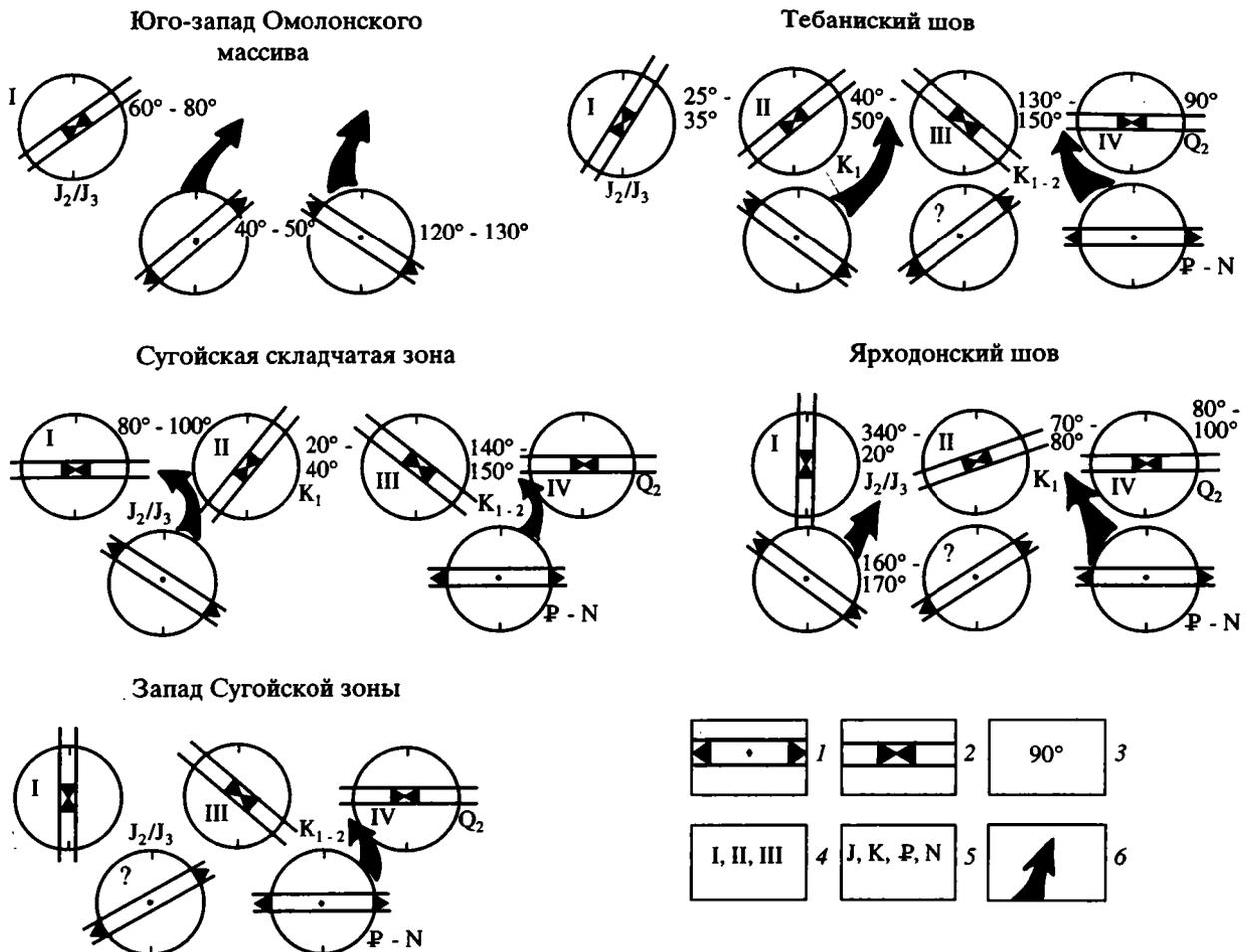


Рис. 8. Последовательность и время проявления деформаций сжатия и растяжения в пределах главных тектонических единиц региона и разделяющих их зон разломов.

В верхнем ряду показана ориентировка векторов напряжений сжатия. В нижнем ряду – ориентировка векторов напряжений растяжения. 1 – ориентировка векторов растяжения; 2 – ориентировка векторов сжатия; 3 – азимут простирания векторов; 4 – порядковый номер этапа сжатия; 5 – время проявления этапов сжатия и растяжения; 6 – вероятное расположение этапов растяжения относительно этапов сжатия.

Третья генерация образована плохо различимыми в обнажениях мелкими складками, шарниры которых круто ориентированы (азимут падения  $30^\circ - 60^\circ$ , угол падения  $30^\circ - 70^\circ$ ). С ними ассоциируют многочисленные сдвиги и взбросы преимущественно северо-западного простирания с падением во встречных румбах. В зонах разломов всех трех генераций присутствует кварц-кальцитовая минерализация.

Четвертая генерация представлена крутопадающими взбросами субдолготного простирания и сопряженными сдвигами северо-восточного (правые сдвиги) и северо-западного (левые сдвиги) простирания. С ними связаны мелкие, плохо распознаваемые в обнажениях, складки.

Наибольшие амплитуды горизонтальных и вертикальных перемещений отмечены для разломов первых трех генераций (сотни метров).

Помимо деформаций, отвечающих сжатию, в северной части Сугойской зоны зафиксированы две фазы сбросообразования (рис. 8).

#### Зона Ярходонского разлома

К Ярходонскому разлому отнесена зона пологого и плохо обнаженного надвига шириной от десятков до первых сотен метров [3], разделяющего относительно глубоководные терригенные образования палеозоя и мезозоя Сугойской зоны и более мелководные палеозойские разрезы Приколымского поднятия. Извилистая в плане, подчиняющаяся рельефу поверхность Ярходонского разлома не оставляет сомнений в его пологом залегании, имеет юго-восточную вергентность и нарушена многочисленными более поздними разломами, в том числе Ярхочанским (рис. 1). Плохая обнаженность не позволила изучить Ярходонский надвиг непосредственно в обнажениях. Однако эволюция

его запечатлена в палеозойских образованиях, слагающих висячее крыло надвига и формационно принадлежащих к наиболее западной части Сугойской зоны. Палеозойские толщи, обнаженные в бортах долины р. Коркодон в нижнем течении (рис. 1), смяты в напряженные складки восточной вергентности, размеры которых варьируют от первых метров до многих сотен метров. Независимо от размеров, ориентировка складок подобна: шарниры полого погружаются на юго-восток (азимут падения  $160^\circ - 170^\circ$ ), осевые поверхности наклонены на восток-северо-восток. Спорадически, особенно в тонкотерригенных породах, развит кливаж осевой плоскости. Неоднократно отмечены пологие наложенные складки, сминающие слоистость и кливаж. Интенсивная складчатость сопровождается многочисленными разрывами, имеющими взбросово-надвиговую кинематику и северо-восточную вергентность. К ним порой приурочены зоны автокластического меланжа мощностью в первые сотни метров (рис. 76). Все изученные разрезы каменноугольного-пермского возраста р. Коркодон осложнены множеством напряженных разноамплитудных складок.

Структура висячего крыла Ярходонского надвига сформировалась в ходе нескольких этапов деформаций сжатия и растяжения (рис. 8).

Первый этап сжатия фиксируется сдвиго-взбросами, ориентированными субдолготно и круто падающими во встречных румбах. С ними связаны мелкие складки с круто падающими субширотными шарнирами.

Второй этап сжатия проявлен наиболее ярко и соответствует основному этапу становления Ярходонского разлома. С ним связаны взбросы и надвиги с азимутом простираения  $140^\circ - 160^\circ$  и наклоненные преимущественно на юго-запад под углами  $20^\circ - 70^\circ$  (рис. 5В). С ними генетически связаны многочисленные, опрокинутые на восток-северо-восток сжатые складки (вплоть до изоклиналиных) со спорадически развитым кливажом осевой плоскости. Именно складки второго этапа сжатия чаще всего фиксируются в обнажениях.

Заключительным было сжатие в субширотном направлении, сопровождавшееся образованием взбросов и сдвиго-взбросов субдолготного простираения и связанных с ними мелких наложенных складок.

Выделяются также два этапа растяжения и сбросообразования (рис. 8).

Таким образом, в северной части Сугойской складчатой зоны и структурах ее обрамления удалось идентифицировать ряд этапов напряжений сжатия и растяжения и расставить их во временной последовательности (рис. 8). Далее необходимо сопоставить выделенные в разных тектонических единицах этапы деформаций, исходя из тезиса об относительной однородности деформации каждого этапа в региональном масштабе.

Направления векторов первого этапа сжатия в разных тектонических единицах не совпадают (рис. 8). Это может быть объяснено двумя причинами. Первая состоит в том, что следы деформаций сжатия, отнесенных к наиболее ранним, в разных тектонических единицах характеризуют разновозрастные этапы. Вторая – векторы напряжений сжатия первого этапа в разных тектонических единицах изначально были ориентированы взаимопараллельно. В ходе движений, сопровождавшихся разворотами блоков вокруг вертикальной оси, векторы приобрели хаотическую ориентировку.

В пользу последнего предположения говорит тот факт, что векторы для каждого из последующих выделенных этапов сжатия в разных блоках ориентированы более упорядоченно. Причем степень параллельности возрастает по мере омоложения деформаций (рис. 8). Была предпринята попытка реконструировать поэтапно первоначальное взаиморасположение главных тектонических единиц региона. Причем для каждого этапа подбиралось взаиморасположение блоков с максимальной степенью параллельности векторов напряжений сжатия. При этом учитывались реально существующая в регионе картина разломов и характер подвижек по ним в ходе каждого из этапов сжатия. Возможное взаиморасположение блоков в регионе для ряда временных интервалов показано на рис. 9. Видно, что до начала складчатости (в конце триаса - ранней юре) Омолонский массив должен был находиться значительно южнее [15, 16, 23]. При этом нет оснований считать, что массив отстоял от палеосугойской зоны и палеоприколымского поднятия на значительное расстояние.

Сжатие было в ходе первого этапа деформаций ориентировано в северо-западном направлении (в современных координатах, рис. 9б) и проявилось, судя по геологическим данным, во второй половине средней юры [3, 11]. С ним, вероятно, связано известное в западной и центральной частях Уяндино-Ясачнинского вулканогенного пояса [24] среднеюрское угловое несогласие.

Во время второго этапа сжатие ориентировалось в северо-восток-юго-западных направлениях (рис. 9в). Этот этап времени был незначительно оторван от первого и имел место, вероятнее всего, в конце средней - поздней юре. Возможно, с ним связано верхнеюрское несогласие в восточной части Уяндино-Ясачнинского пояса. Сближенные во времени первые два этапа сжатия, по-видимому, следует рассматривать как первую фазу мезозойской складчатости в регионе.

В течение третьего этапа деформаций сжатие было ориентировано на северо-запад-юго-восток (рис. 9г). Этап сжатия, судя по пространственному соотношению рифтогенных комплексов середины мела и сформированных в его ходе сдвиго-взбросов, проявился в раннем мелу (до апт - альба).

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

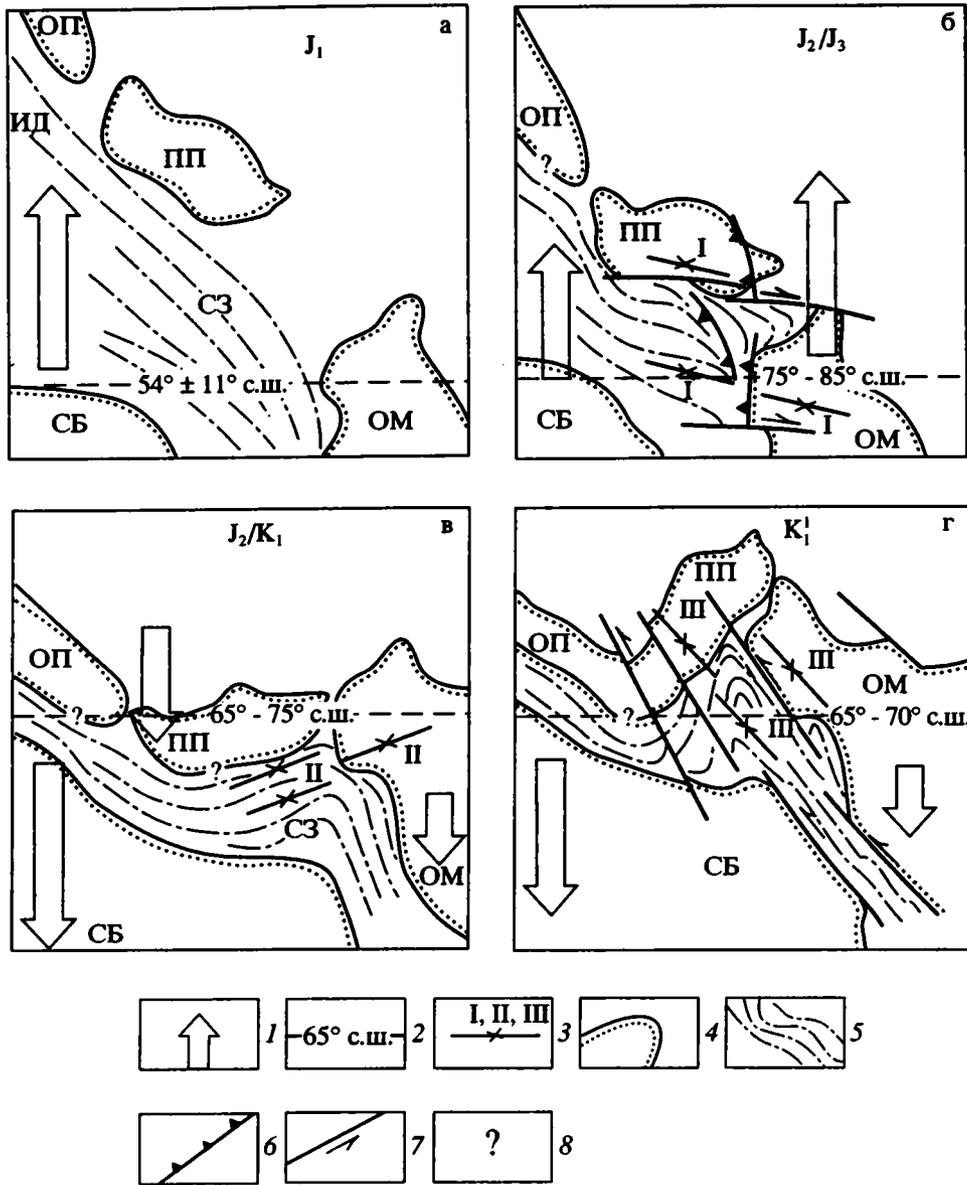


Рис. 9. Схема структурной эволюции Сугойской складчатой зоны и ее обрамление в мезозое.

1 – векторы абсолютного горизонтального перемещения Сибири и главных тектонических единиц региона (размер вектора пропорционален скорости перемещения); 2 – положение палеопараллелей по палеомагнитным данным; 3 – ориентировка векторов сжатия: I – первого, II – второго и III – третьего этапов; 4 – контуры главных тектонических единиц региона: ОП – Омудевское поднятие, ПП – Приколымское поднятие, СЗ – Сугойская складчатая зона, ОМ – Омолонский массив; ИД – Ингьяли-Дебинский синклиорий; СБ – Сибирь; 5 – осадочные образования Сугойского и Ингьяли-Дебинского палеобассейнов; 6 – надвиги и взбросы; 7 – сдвиги; 8 – отсутствие структурных данных.

Структурные парагенезы этого этапа проявлены в регионе столь ярко и масштабно (прежде всего системы левых сдвигов север-северо-западного простирания), что он может рассматриваться как вторая самостоятельная фаза мезозойской складчатости. События третьего этапа сжатия происходили на фоне общего движения Сибири и обрамляющих ее структур в южном направлении [31]. Возможно, движение Омолона к югу относительно Сибири происходило с меньшей скоро-

стью. Это могло служить причиной формирования системы левых сдвигов (рис. 9г).

Заключительным в регионе было субширотное ориентированное сжатие. Можно предположить, что оно совпало по времени с инверсией Момского рифта во второй половине кайнозоя [6]. Это представляется вполне обоснованным, т.к. в регионе повсеместно заключительному сжатию предшествовало субширотное растяжение, связанное, вероятно, с существовавшей в палеогене вдоль

Момского рифта дивергентной границей Северо-Американской и Северо-Евразийской плит.

Авторы вынуждены предположить, что в ходе первых трех этапов деформаций сжатия Омолон, Сугойская зона и Приколымье помимо взаимных латеральных перемещений испытывали значительные вращения (рис. 9). Так, Приколымское поднятие за период с начала юры до конца нижнего мела должно было развернуться против часовой стрелки приблизительно на  $100^\circ - 110^\circ$ . На севере Сугойской зоны разворот структур должен составить около  $120^\circ$  против часовой стрелки. Омолонский массив в ходе латеральной миграции должен был испытать поворот против часовой стрелки на  $30^\circ - 40^\circ$ .

Палеомагнитные данные по юрским отложениям Омолонского массива позволяют прийти к выводу, что в начале юры он располагался южнее современного местонахождения в районе  $41^\circ - 65^\circ$  северной широты [15, 16, 23]. Данные по Северной Евразии свидетельствуют, что Омолон в ранней юре отстоял от Евразии по широте по крайней мере на  $5^\circ - 6^\circ$  [30]. Палеошироты для Омолон и Евразии перестают значимо различаться с конца средней юры [23]. Данные по северной части Сугойской складчатой зоны позволяют считать, что формирование среднеюрских отложений происходило в пределах  $59^\circ - 85^\circ$  северной широты. Формирование синскладчатой намагниченности в конце средней - начале поздней юры происходило около  $70^\circ - 85^\circ$  северной широты, т.е. в целом севернее, чем доскладчатой. Более точно оценить эту величину пока не представляется возможным.

Объективные палеомагнитные данные, позволяющие оценить возможность вращения тектонических блоков в регионе на сегодняшний день неизвестны.

Из вышеизложенной схемы мезозойско-кайнозойской эволюции северной части Сугойской складчатой зоны и ее обрамления следуют важные предположения: Омолонский массив в начале мезозоя был расположен значительно южнее современного местонахождения, но структурно принадлежал Сибири, располагаясь около ее юго-восточной оконечности (в современных координатах); благодаря движению относительно Сибири в северном направлении по системе северо-западных левых сдвигов Омолонский массив мог сместиться по латерали на значительное расстояние, постоянно оставаясь при этом частью Сибири.

Предлагаемая схема, хотя она и далека от совершенства из-за недостатка палеомагнитных и структурных данных по региону, позволяет показать, каким образом могут быть сняты противоречия между имеющимися палеомагнитными и литолого-стратиграфическими данными.

Модель вхождения Омолонского массива в состав Верхояно-Колымского складчатого пояса по системе левых сдвигов и, соответственно, правых

между Омолоном и Алазейско-Олойской складчатой системой, хорошо согласуется с моделями Л.М. Парфенова и его соавторов [21] и А.В. Прокопьева [22], которые разработаны ими для Охотского массива. Эти авторы убедительно показывают, что к западу от Охотского массива преобладают левые сдвиги север-северо-западного простирания (шовная зона Сетте-Дабана), а к северо-востоку – правые сдвиги (Адыча-Тарынская зона разломов северо-западного простирания). Время деформаций в обрамлении Охотского массива и в его пределах то же, что и в рассматриваемом регионе. Деформации сопровождались движением Охотского и Омолонского массивов в северном направлении по сходной системе сдвигов. Причем траектории их движения были подобными. Одной из причин, породивших такое латеральное перемещение двух крупных континентальных блоков относительно Сибири, может быть существование в поздней юре - неокоме на границе Омолонского и Охотского массивов и Палеоокеаники зоны субдукции. Последняя могла выполнять роль своеобразного тормоза на фоне общего дрейфа всего сибирского структурного ансамбля в южном направлении.

## ВЫВОДЫ

На основании приведенных материалов по стратиграфии, литологии, мезозойско-кайнозойской структурной эволюции региона, учитывая имевшиеся и вновь полученные данные по палеомагнетизму мезозойских пород, можно сделать следующие выводы.

1. На протяжении всей юры на изученной территории Омолонского массива и Сугойской зоны существовал единый палеобассейн шельфового типа с компенсационно прогибающейся углубленной частью дна, соответствующей Сугойской зоне. Фоновыми осадками бассейна являлись известково-глинистые периодиты, характерные для эпиконтинентальных морей мезозоя.

Не обнаружено никаких признаков существования в это время между Омолоном и Приколымским поднятием бассейна с океанической корой и соответствующими условиями седиментации. Изученная часть массива в это время располагалась значительно южнее современного местонахождения.

2. Первая фаза складчатости в регионе имела место в течение второй половины средней и в поздней юре и привела к сокращению площади Сугойского палеобассейна за счет складко- и надвигообразования. Во время этой фазы складчатости палеошироты Омолон, Сугойской зоны и Сибири перестают значимо различаться. В это время регион находился значительно севернее, чем сейчас. В конце этой фазы или сразу после нее миграция в северном направлении Омолон и Сугойской зоны сменилась на южную.

3. Вторая фаза складчатости, вероятнее всего, имела место в раннем мелу до апт - альба. Основным ее результатом было формирование мощной системы левых сдвигов северо-западного простирания. В период времени между первой и второй фазами складчатости в регионе господствовало растяжение, сопровождавшееся позднеюрским надсубдукционным и рифтогенным вулканизмом [3, 24]. Растяжение фиксируется и после второй фазы складчатости сдвиго-сбросами, контролирующими распространение вулканогенных пород апт-альбского возраста.

4. Завершающие субширотные деформации сжатия в регионе соответствуют неотектоническому этапу и, вероятно, связаны со смещением полюса вращения Северо-Американской и Евразийской литосферных плит в район южной части залива Буор-Хая во второй половине квартала. Этому этапу предшествовала эпоха субширотного растяжения, соответствующая периоду растяжения в Момском рифте.

Авторы выражают благодарность А.П. Ставскому (КАГЭ-3), принявшему участие в обсуждении результатов структурных исследований, а также В.С. Шульгиной (КАГЭ-3) и М.Х. Гагиеву (СВКНИИ, Магадан) за неоценимую помощь в ходе проведения полевых исследований и ценные советы и консультации при обработке полученных данных, а также взявших на себя труд отредактировать рукопись. Авторы признательны также С.Д. Соколову (ГИН), прочитавшему рукопись и внесшему ряд исправлений и ценных замечаний.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гагиев М.Х. Стратиграфия и конодонты среднего палеозоя Северо-Востока СССР. Автореф. дис. доктора геолого-минералогических наук. Магадан: СВКНИИ РАН, 1991. 39 с.
2. Гагиев М.Х. Стратиграфия и конодонты нижне-среднедевонских отложений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1987. 40 с.
3. Геологическая карта СССР. Лист Q-56, 57 – Среднеколымск. М-6 1 : 1000000, новая серия. Объяснительная записка / Под ред. В.С. Шульгиной, Л.М. Наталова. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 111 с.
4. Джонсон Г.Д., Болдуин И. Мелководные моря терригенной седиментации // Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1. 351 с.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. С. 56 - 94.
6. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.П. Сейсмологические и сейсмотектонические наблюдения – индикаторы современной геодинамической обстановки между Евразийской и Северо-Американской плитами // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1990. С. 92 - 95.
7. Казаков А.Н. Геометрический анализ складчатых структур с помощью стереограмм // Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Л.: Недра, 1980. С. 2 - 14.
8. Кораго Е.А., Шпетный А.П. Государственная геологическая карта СССР. М-6 1 : 200000. Лист Q-56-XXIII, XXIV. Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 1982. 113 с.
9. Кудлей Е.Н. Государственная геологическая карта СССР. Среднеколымская. М-6 1 : 200000. Лист Q-56-XXIX, XXX. Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 1978. 90 с.
10. Кузнецов В.М. Юго-западная граница Омолонского массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВГУ, 1975. Вып. 22. С. 42 - 48.
11. Константиновский А.А. Древние глыбы в юрских отложениях хребта Черского (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1975. № 6. С. 61 - 67.
12. Колесов Е.В. Палеомагнитные характеристики среднепалеозойских отложений Омолонского массива // Магматизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия востока и северо-востока Азии. Магадан: СВКНИИ, 1981. С. 68 - 74.
13. Колесов Е.В. Палеомагнитное изучение девонских отложений Омулевских гор // Колыма. 1983. № 4. С. 28 - 34.
14. Котова Л.Н. Девонская вулканогенно-обломочная формация хребта Гарбагатай. М.: Наука, 1972. 163 с.
15. Ложкина Н.В. Естественная остаточная намагниченность верхнетриасовых отложений Омолонского массива // Методы палеомагнетизма в решении геологических задач (на примере Дальнего Востока). Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 97 - 106.
16. Ложкина Н.В. Сопоставление Северо-Востока СССР и архипелага Шпицберген по палеомагнитным данным // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1990. С. 133 - 135.
17. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского массива (Северо-Восток СССР). Магадан: СВКНИИ, 1988. 43 с.
18. Малеев Е.Ф. Вулканыты. М.: Недра, 1980. 239 с.
19. Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф. Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. 1982. № 1. С. 74 - 86.
20. Парфенов Л.М., Натальин Б.М. Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 5. С. 1132 - 1135.
21. Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарьинской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 90 - 101.
22. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости южного Верхоянья. Якутск: ИГИГ ЯФ СО РАН. 1989. 128 с.
23. Савостин Л.А., Павлов В.Э., Сафонов В.Г., Бондаренко Г.Е. Отложения нижней и средней юры запада Омолонского массива: условия осадкообразования и палеомагнетизм // Докл. АН СССР. 1993. Т. 333. № 4. С. 481 - 486.
24. Ставский А.П. Тектоника Колымо-Индибирского региона. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1984. 24 с.

25. Талент Дж.А. Взаимоотношение между литосферными блоками на северо-востоке СССР: автохтоны или пришельцы издалека? // Геотектоника. 1990. № 2. С. 123 - 125.
26. Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 114 с.
27. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 325 с.
28. Тучков И.И. Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. М.: Наука, 1973. 31 с.
29. Устрицкий В.И., Храмов А.Н. К истории формирования северной части Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса (сопоставление палеомагнитных и палеобиогеографических данных по прилегающей суше) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 239 - 276.
30. Khratov A.N., Ustritsky V.I. Paleopositions of some northern Eurasian tectonic blocks: paleomagnetic and paleobiologic constraints // Tectonophysics. 1990. V. 184. P. 101 - 109.
31. Шапиро М.Н., Ганелин В.Г. Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозойдах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. № 5. С. 94 - 104.
32. Шарковский М.Б. Тектоника Колымо-Индигирского междуречья // Геотектоника. 1975. № 6. С. 44 - 60.
33. Шварцахер В., Фишер А.Г. Слоистость в известково-глинистых толщах и возмущение земной орбиты // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. С. 80 - 102.
34. Эйзеле Г. Известково-мергелистые циклы (периодиты): диагностика, значение, причины образования (обзор) // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. С. 16 - 62.
35. Seilacher A. Bathymetry of trace fossils // Mag. geol., 1967. V. 5 (5/6). P. 413 - 428.

Рецензент: С.Д. Соколов

## Structural Evolution of the South-Western Framing of Omolon Massif in Jurassic Time

L. A. Savostin\*, G. E. Bondarenko\*\*, V. G. Safonov\*, V. E. Pavlov\*

\*Laboratory of Region Geodynamics, Russian Academy of sciences, Moscow

\*\*Scientific-Production Unit "Airgeology", Moscow

Complex studies made it possible to explain the existence in Mesozoic time of structural and compositional links between two large tectonic units in NE Asia: Sugoy fault zone and Omolon massif. Their western parts in Jurassic time formed uniform shelf sea with compensated sedimentation and with dipper part that coincides with Sugoy zone. Background sedimentation led to the formation of calcareous-clay recurrent deposits, that were found out for the first time. Major phases of Mesozoic folding are singled out in this region. The first took place in Middle-Late Jurassic. At this time paleolatitudes of Omolon massif, Sugoy zone and Siberia (80° - 85° N) became similar. The second phase of folding took place before the second half of the Early Cretaceous and was accompanied by the displacement of Omolon massif relative to Sugoy zone along system of sinistral strike-slip faults.

УДК 550.93(571.66)

## РЕЗУЛЬТАТЫ Rb-Sr ДАТИРОВАНИЯ ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПЕНЖИНСКОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

© 1994 г. В. И. Виноградов, Р. М. Юркова, С. Д. Соколов, М. И. Буякайте, Б. И. Воронин

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 30.04.93 г.

Новые изотопные датировки динамосланцев свидетельствуют о трех этапах метаморфизма, связанных с палеозойской ( $327 \pm 5$  млн. лет) и мезозойскими ( $139 \pm 6$  и  $92 \pm 10$  млн. лет) деформациями. В пространственном размещении метаморфических комплексов наблюдается их общее омоложение в направлении от континента к океану. Это подтверждает представление об аккреционном механизме формирования континентальной окраины Азии. Высокие начальные отношения изотопов стронция свидетельствуют о присутствии в составе метаморфизованных комплексов продуктов разрушения пород древних континентальных окраин или о гидротермальной переработке с участием морской воды.

### ВВЕДЕНИЕ

При формировании аккреционной континентальной окраины Северо-Востока России происходило последовательное причленение разнообразных террейнов. В их пространственном размещении наблюдается общее омоложение однотипных структурно-вещественных комплексов в направлении от континента к океану. В рассматриваемом регионе выделяются два крупных структурных элемента – Ганычаланский (Понтонейский) блок и Куюльская система покровов [17]. Первый представляет собой фрагмент древней палеозойской континентальной окраины, а второй – аккреционную призму средне мелового возраста. Оба элемента содержат разнофациальные метаморфические комплексы. Определение возраста метаморфических пород дает возможность датировать основные тектонические события, их количество и последовательность [15, 18, 20]. Наибольший интерес в этом плане представляют метаморфические комплексы, сформированные в завершающие этапы крупных тектонических событий. С этой целью были проведены Rb-Sr изотопные исследования однотипных сланцевых пород пространственно разобщенных динамометаморфических комплексов филлонитов, формирование которых связывается с завершением этапов аккреции и коллизии [15, 18, 20, 21].

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В Пенжинском регионе метаморфические комплексы образуют три полосы выходов (рис. 1). Северная полоса ( $M_1$ ), известная под названием ильпенейской свиты, принадлежит Ганычаланскому террейну. Вторая полоса метаморфических пород ( $M_2$ ) обнажается в устье рек Ганычалан и Мьялкасын. Она слагает самостоятельную пластину, расположенную в основании Упупкинско-

го террейна. Южная полоса ( $M_3$ ) сосредоточена вдоль северного края Куюльского серпентинитового меланжа.

Ганычаланский террейн имеет асимметричное покровно-чешуйчатое строение [9]. Метаморфические образования отнесены к ильпенейской свите, которая слагает тектоническую пластину, смятую в опрокинутую на юго-восток антиформную складку. Подвернутое крыло при этом срезано молодым надвигом, по которому метаморфические образования контактируют с полосой распространения терригенных и карбонатных пород девона, карбона - перми, триаса и верхней юры - нижнего мела Упупкинско-го террейна (см. рис. 1). По данным Л.Г. Пономаревой и Н.Л. Добрецова [7, 14], ильпенейская свита сложена в различной степени метаморфизованными базальтами, порфиритами, туфами, кремнистыми породами и известняками. Выделяются породы глаукофановой и зеленосланцевой, включая хлормеланитовую зону, и пумпеллит-пренит-кварцевой фаций метаморфизма. Надо отметить, что, помимо ильпенейской свиты, в Ганычаланский террейн входит амфиболит-зеленосланцевый комплекс, который, по мнению Г.Е. Некрасова [13], является позднепротерозойским.

Метаморфические образования, относимые на крупномасштабных геологических картах к ильпенейской свите, распространены также вдоль северо-западной границы Куюльского офиолитового террейна и встречаются в виде блоков в серпентинитовом меланже. В составе Куюльского меланжа нами выделены следующие группы метаморфизованных пород: 1) зеленые и глаукофановые сланцы по вулканогенно-кремнисто-туфогенным и карбонатным породам; 2) зеленые сланцы и амфиболиты; 3) разнотемпературные ( $T = 200 - 160^\circ\text{C}$ ) биметасоматические породы; 4) динамосланцы (филлониты).

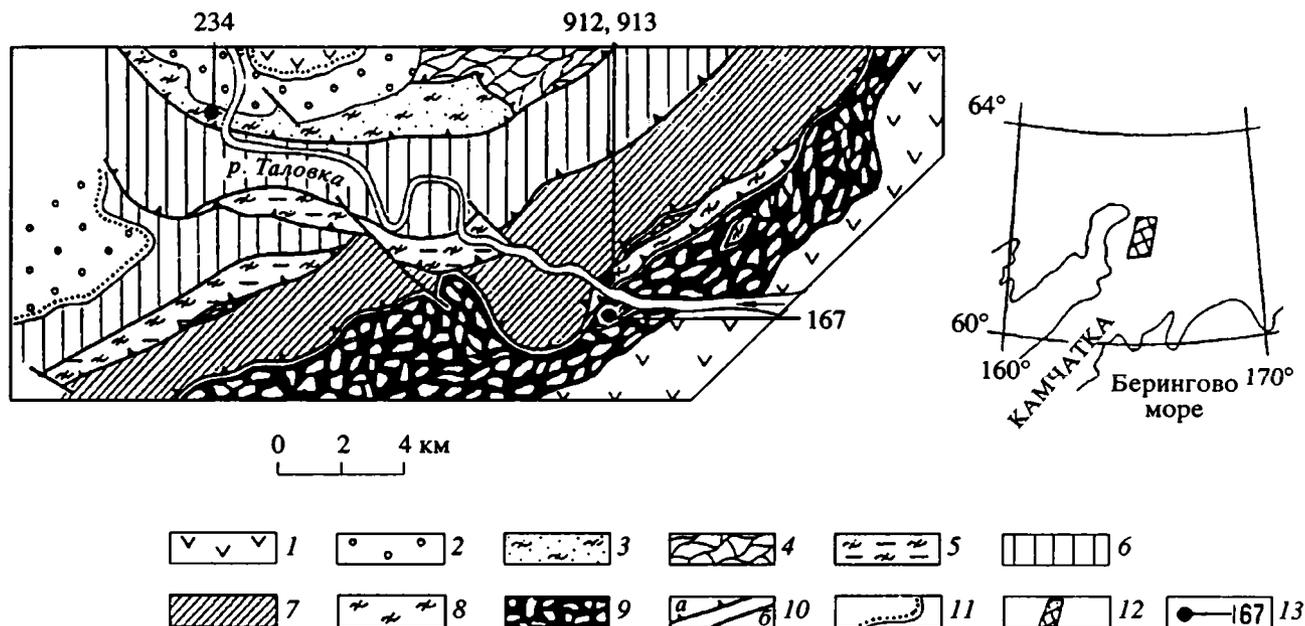


Рис. 1. Тектоническая схема бассейна р. Таловки (использована схема Э.С. Алексеева и др. [1]).

1 – эоцен-четвертичные отложения; 2 – меловые отложения (мамечинская свита); 3, 4 – Ганычаланский террейн: 3 – ильпенейская пластина ( $M_1$ ), 4 – серпентинитовый меланж; 5, 6 – Упупкинский террейн: 5 – метаморфические образования ( $M_2$ ), 6 – осадочные отложения девона, перми, триаса, верхней юры – нижнего мела; 7 – Айнынский террейн (терригенные отложения верхней юры – нижнего мела); 8 – метаморфические образования ( $M_3$ ); 9 – серпентинитовый меланж Куюльского террейна; 10 – тектонические контакты: а – надвиг, б – разломы; 11 – стратиграфический контакт; 12 – положение объекта; 13 – точки опробования и их номера.

Взаимоотношения между ними достоверно пока не установлены.

Относительно возраста рассматриваемых в статье метаморфических пород ( $M_1$  и  $M_3$ ) существуют разные точки зрения. А.Ф. Михайлов датировал ильпенейскую свиту девоном на основании находок фауны [12]. Однако девонская фауна содержится в известняках, которые пространственно не связаны с метаморфическими породами, а трассируются в виде клиппов среди терригенных пород Упупкинского террейна [9, 14]. В многочисленных выходах кристаллических известняков и мраморов ильпенейской свиты фауны не обнаружено. Отдельные прослои красных метакремней содержат остатки перекристаллизованных, деформированных и поэтому неопределимых радиолярий.

Условно, по косвенным данным, метаморфическую толщу относят к раннему палеозою [9, 13, 14]. На последних крупномасштабных геологических картах ильпенейская свита датируется протерозоем. На листе Р-58, 59 вслед за И.В. Валединой, Э.С. Алексеевым (1982 г.) и Ю.Ф. Найденовым (1983 г.) метаморфические сланцы сопоставлены с кингивеевской свитой и отнесены к раннему мелу [5].

По данным Н.Л. Добрецова, изотопный возраст (К-Аг метод) в разной степени метаморфизованных эффузивов ильпенейской свиты Понтонейского блока находится в пределах 300 – 350 млн. лет [2].

В качестве наиболее вероятного был принят возраст глаукофанового метаморфизма, равный  $325 \pm 25$  млн. лет. Цифра 141 млн. лет, приведенная для лавсонит-глаукофанового сланца, считается следствием диафореза в условиях пренит-пумпеллитовой субфации. Возраст глаукофановых сланцев из Куюльского меланжа определен К-Аг методом в  $105$  и  $82 \pm 10$  млн. лет [1, 5].

## ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами летом 1990 г. опробованы три выхода метаморфических пород. Два из них (167 и 913) характеризуют Куюльскую полосу ( $M_3$ ), а одна проба (234) – ильпенейскую свиту Ганычаланского террейна ( $M_1$ ). Пробы серии 167/90 отобраны в зоне серпентинитового меланжа на левобережье р. Таловка (см. рис. 1), из блока метаморфических пород размером около  $30 \times 50$  м и мощностью 15 м. Вокруг этого блока в меланже рассеяны выходы и высыпки пород кингивеевской свиты: радиоляритов, яшмоидов, известняков, туфов. В нижней части разреза блока метаморфических пород преобладают хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы, в верхней половине присутствуют линзы ( $5 \times 1.5$  м) темно-серых известняков. В кровле разреза преобладают светло-серые и белые мраморизованные известняки.

Для хлорит-слюдисто-кварцевых сланцев пробы серии 167 характерны сланцевато-плой-

Таблица 1. Содержание окислов и ионов [11(0)] в слюдах по данным электроннозондового микроанализа, мас. %, ф. е.

| Компоненты                     | 167/90  |         | 913/90  |         | 234/90  |         |         |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
|                                | 1       | 2       | 3       | 4       | 5       | 6       | 7       |
| SiO <sub>2</sub>               | 49.73   | 50.64   | 54.46   | 55.11   | 56.81   | 56.37   | 49.28   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.48    | 0.52    | 0.03    | 0.04    | 0.36    | 0.34    | 0.06    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 28.60   | 29.61   | 24.23   | 21.01   | 20.60   | 20.83   | 19.11   |
| FeO                            | 3.05    | 3.05    | He опр. |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | He опр. | He опр. | 4.83    | 5.47    | 4.68    | 5.82    | 8.11    |
| MnO                            | 0.10    | 0.00    | 0.05    | 0.11    | 0.09    | 0.18    | 0.68    |
| MgO                            | 2.77    | 2.56    | 4.20    | 4.77    | 5.50    | 5.22    | 5.41    |
| CaO                            | 0.03    | 0.04    | 0.05    | 0.17    | 0.03    | 0.03    | 0.07    |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.37    | 0.94    | 0.00    | 0.00    | 0.00    | 0.00    | 0.02    |
| K <sub>2</sub> O               | 8.98    | 9.52    | 8.99    | 9.53    | 9.17    | 9.53    | 6.19    |
| Сумма                          | 95.08   | 96.88   | 96.79   | 96.21   | 97.24   | 98.32   | 88.93   |
| Si                             | 3.33    | 3.32    | 3.54    | 3.63    | 3.68    | 3.64    | 3.51    |
| Al <sup>IV</sup>               | 0.67    | 0.68    | 0.46    | 0.37    | 0.32    | 0.36    | 0.49    |
| Al <sup>VI</sup>               | 1.58    | 1.60    | 1.39    | 1.26    | 1.25    | 1.22    | 1.11    |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.17    | 0.16    | He опр. |
| Fe <sup>3+</sup>               | He опр. | He опр. | 0.23    | 0.27    | 0.23    | 0.28    | 0.43    |
| Mn                             | 0.00    | 0.00    | 0.00    | 0.01    | 0.00    | 0.01    | 0.04    |
| Mg                             | 0.28    | 0.25    | 0.41    | 0.47    | 0.54    | 0.50    | 0.56    |
| Ca                             | 0.00    | 0.00    | 0.00    | 0.01    | 0.00    | 0.00    | 0.00    |
| Na                             | 0.17    | 0.12    | 0.00    | 0.00    | 0.00    | 0.00    | 0.00    |
| K                              | 0.77    | 0.80    | 0.75    | 0.80    | 0.76    | 0.78    | 0.56    |

Примечание. 1, 2 – фенгиты; 3 - 6 – феррифенгиты; 7 – смешаннослойный минерал – слюда смектит. Анализы выполнены на микроанализаторе MS-46, аналитик Б.И. Воронин (ГИН РАН). Точность анализов  $100 \pm 3$  мас. %. Присутствие Ва, Сг не установлено. Суммарное железо представлено в какой-либо одной форме: окисной или закисной.

чато-полосчатые текстуры, микролепидобластовые и микролепидогранобластовые структуры. Отмечаются структура ложного кливажа и двойники скольжения в кальците. Микролепидогранобластовые полосы состоят из ориентированных удлиненных зерен кварца и рассеянных чешуек слюды фенгитового состава (табл. 1). Они перемежаются с плейчатоизогнутыми микролепидобластовыми слоями, сжатыми между двумя более массивными полосами. Эти слои состоят из ориентированных изогнутых чешуйчатых агрегатов слюды с вкраплениями волокон и чешуек хлорита, корренсита и порфиробластовых зерен марганцевого титаномагнетита и альбита (табл. 2). Присутствие корренсита на дифрактограммах фракции  $<0.001$  устанавливается по появлению рефлексов с  $d = 16 \text{ \AA}$  в насыщенном этиленгликолем состоянии и с  $d = 12 \text{ \AA}$  в прокаленном состоянии.

Рассматриваемые породы образовались в результате динамометаморфизма карбонатно-кремнисто-туфового комплекса, о чем свидетельствуют последовательные переходы к исходным породам. Наличие К-Тl-Мп минералов может свиде-

тельствовать о субщелочном составе исходных вулканических пород.

Пробы 912 и 913 отобраны из блоков метаморфических пород в зоне офиолитового меланжа на правом берегу р. Таловки (см. рис. 1). Породы этих проб отличаются от предыдущей большой ролью в ее составе кварца. Слюды представлены фенгитом (см. табл. 1). В плейчатых лепидобластовых слоях существенно возрастает роль гидроокислов железа (66.52% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0.01% MnO; 0.03% TiO<sub>2</sub>). Специфической особенностью породы является присутствие в плейчатых слоях манганита [(Mn<sub>0.76</sub><sup>3+</sup>; Mg<sub>0.08</sub>; Si<sub>0.01</sub>; Ca<sub>0.02</sub>; Al<sub>0.10</sub>; K<sub>0.06</sub>)<sub>1.03</sub>OH]. Породы образовались при начальном динамометаморфизме апотуфо-кремнистых гидротермально измененных пород. При этом присутствие минералов с марганцем, в том числе манганита, может указывать на предосторожную обстановку [11, 18].

Проба 234/90 отобрана в левом борту р. Таловки при пересечении рекой Ганычаланского террейна (см. рис. 1). Здесь метаморфические породы ильпенийской свиты в виде тонкой пластины

**Таблица 2.** Содержание окислов и ионов в минералах из хлорит-слюдисто-кварцевых сланцев по данным электроннозондового микроанализа, мас. %, ф. е.

| Компоненты                     | 1       | 2       | 3      | 4                  |
|--------------------------------|---------|---------|--------|--------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 30.88   | 36.73   | 70.09  | 0.21               |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.02    | 0.07    | 0.00   | 13.51              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.83   | 17.62   | 19.86  | 0.09               |
| FeO                            | 6.26    | 18.89   | 0.00   | 22.86 <sup>1</sup> |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Не опр. | Не опр. | 0.00   | 58.88              |
| MnO                            | 1.10    | 0.79    | 0.00   | 3.75               |
| MgO                            | 30.92   | 12.46   | 0.00   | 0.11               |
| CaO                            | 0.09    | 0.10    | 0.81   | 0.02               |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.00    | 0.00    | 9.24   | 0.00               |
| K <sub>2</sub> O               | 0.01    | 2.29    | 0.00   | 0.00               |
| Сумма                          | 87.11   | 88.95   | 100.00 | 99.43              |
| Ионы                           | 14(0)   | 25(0)   | 8(0)   | 4(0)               |
| Si                             | 2.96    | 6.49    | 3.03   | 0.06               |
| Al <sup>IV</sup>               | 1.04    | 1.51    |        |                    |
|                                |         |         | 1.01   | 0.00               |
| Al <sup>VI</sup>               | 0.98    | 2.16    |        |                    |
| Ti                             | 0.00    | 0.01    | 0.00   | 0.38               |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.50    | 2.78    | 0.00   | 0.69               |
| Fe <sup>3+</sup>               | Не опр. | Не опр. | 0.00   | 1.62               |
| Mn                             | 0.09    | 0.12    | 0.00   | 0.12               |
| Mg                             | 4.45    | 3.31    | 0.00   | 0.00               |
| Ca                             | 0.01    | 0.02    | 0.04   | 0.00               |
| Na                             | 0.00    | 0.00    | 0.77   | 0.00               |
| K                              | 0.00    | 0.51    | 0.00   | 0.00               |

Примечание. 1, 3, 4 – обр. 167/90; 2 – обр. 234/90; 1 – хлорит, 2 – корренсит, 3 – альбит, 4 – титаномагнетит. <sup>1</sup> – исходя из идеального состава. Остальные данные в табл. 1.

мощностью около 500 м надвинуты на терригенные породы нижнего мела с фауной. Вдоль контакта отчетливо видны зоны рассланцевания, осложняющие разломы и срывы. В основании пластины обнажаются в разной мере метаморфизованные и деформированные вулканогенные породы (лавы, лавобрекчии, туфы). Выше они сменяются достаточно однообразными серо-зелеными длоичатыми сланцами, которые прослеживаются вдоль реки на расстоянии 0.5 км. Азимут падения полосчатости 120° - 130°, угол – 15°. Есть блоки с азимутом падения слойчатости 330° под углом 70°. Выявлены разновидности с бурой окраской тонко- и микрозернистых кварцевых полос. Наблюдались палимпсестовые обособления измененных, в том числе окварцованных и перетертых сургучных яшмоидов, пестроцветных туфов и серо-зеленых кремней. В средней части склона среди сланцев находится горизонт плитчатых красных метакремней с остатками деформированных и перекристаллизованных радиолярий.

Пробы серии 234 представляют хлорит-корренсит-слюдисто-кварцевые сланцы. Текстура пород сланцевато-плоччато-полосчатая. Мощность гранобластовых кварцевых слоев достигает 6 см, а волокнисто-чешуйчатых хлорит-корренсит-слюдистых – 1 мм. Прожилки кварца и реже кальцита достигают в поперечнике 1 - 1.5 см. Структуры породы микрореликтобластовая и микрореликтогранобластовая. Слюда имеет ферри-фенгитовый состав, присутствуют корренсит и смешаннослойный минерал – слюда смектит (см. табл. 1 и 2). Есть лейкоксенизированные титансодержащие рудные зерна. Хлорит-корренсит-слюдисто-кварцевые динамосланцы, как показывают палимпсестовые текстуры и структуры, а также остатки исходных пород, возникли по туфо-кремнистым породам. Возможно, до этого исходные породы подверглись частично гидротермальным изменениям, подобно породам обр. 913, чем можно объяснить сходный ферри-фенгитовый состав слюд у этих пород и относительно повышенное содержание марганца в слоистых силикатах (см. табл. 2).

Детальные петрографо-минералогические описания анализируемых проб преследовали следующие цели:

1) показать, что по текстурно-структурным и минералогическим характеристикам породы принадлежат к филлонитам, т.е. являются динамометаморфическими образованиями, сформированными в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма [8];

2) оценить *P-T* условия метаморфизма в пределах:  $T = 330 - 350^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 3 - 5$  кбар [20, 21];

3) отметить однотипность исследуемых пород, независимую от возраста.

При этом следует подчеркнуть, что по величине параметра  $b_0$  (>9.01 Å) мусковита, рассчитанной по дифрактограммам порошков слюды, исследуемые филлониты можно отнести к аккреционным комплексам [21].

Таким образом, для изотопного анализа из различных структурных зон были отобраны пробы динамометаморфических сланцев – филлонитов, сопоставимых по составу и исходным для их формирования породам.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Все образцы за исключением одного представляли собой валовые пробы весом около пяти килограммов каждая. Один образец (3711, табл. 3) взят в виде почти чистой мономинеральной фракции слюды из ее тонкого (до 1 мм) послонного выделения. Применяемые аналитические методики были описаны ранее [2, 3, 6]. Измерения изотопного состава стронция и содержаний

Таблица 3. Рубидий-стронциевые характеристики образцов пород Пенжинского хребта Камчатки

| Полевой номер | Лабораторный номер | мкг/г |       | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Возраст, млн. лет |          |
|---------------|--------------------|-------|-------|---------------------------------|---------------------------------|-------------------|----------|
|               |                    | Rb    | Sr    |                                 |                                 |                   |          |
| 1167/90       | 3705               | 56.20 | 30.55 | 5.329                           | 0.72148                         | 139 ± 6           | 144 ± 40 |
|               | 3706               | 44.02 | 26.26 | 4.857                           | 0.72047                         |                   |          |
|               | 3709               | 31.38 | 20.26 | 4.487                           | 0.72013                         |                   |          |
|               | 3910               | 87.80 | 35.46 | 7.175                           | 0.72531                         |                   |          |
|               | 3707               | 50.40 | 28.47 | 5.124                           | 0.72022                         |                   |          |
|               | 3708               | 50.31 | 24.48 | 4.944                           | 0.72009                         |                   |          |
| 912           | 3638               | 38.90 | 10.59 | 10.670                          | 0.74636                         | 92 ± 10           |          |
| 913           | 3639               | 38.10 | 15.72 | 7.036                           | 0.74160                         |                   |          |
| 234/90        | 3710               | 28.60 | 9.29  | 8.933                           | 0.74974                         | 327 ± 5           | 320 ± 23 |
|               | 3711               | 33.90 | 6.34  | 15.58                           | 0.77834                         |                   |          |
|               | 3712               | 34.27 | 21.04 | 4.721                           | 0.72971                         |                   |          |
|               | 3713               | 27.50 | 122.8 | 0.648                           | 0.71050                         |                   |          |
|               | 3714               | 27.50 | 19.92 | 4.750                           | 0.72720                         |                   |          |

стронция и рубидия проводились из опыта с изотопным разбавлением. Ошибки измерения изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  не превышали 0.0001 и 1% соответственно. Оценка изохронных зависимостей проводилась по методу наименьших квадратов [16], а ошибки эрохронных зависимостей определены по методу Д. Йорка [19]. Результаты измерений приведены в табл. 3 и на рис. 2.

Валовые пробы серии 167/90 оказались очень близкими по Rb/Sr отношениям. С учетом этого обстоятельства была проанализирована фракция фенгита, выделенная из одного из образцов (проба 3910), которая позволила получить растяжку по абсциссе (см. рис. 2). С учетом всех шести имеющихся точек эрохронный возраст оказался равным  $144 \pm 40$  млн. лет. Четыре из этих шести проб образуют изохронную зависимость и определяют возраст  $139 \pm 6$  млн. лет при начальном изотопном отношении стронция  $0.7111 \pm 4$ . Именно это значение, исходя из чисто формальных признаков, кажется нам наиболее достоверным, хотя мы отдаем себе отчет в его условности.

Две пробы (912 и 913) имеют значительные различия в Rb/Sr отношениях. Расчет возраста по этим двум точкам дает значение 92 млн. лет и начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7324$ . Ошибка возраста с максимальной дисперсией по возрасту, оцененная по максимальным аналитическим погрешностям, близка к  $\pm 10$  млн. лет.

Наиболее достоверные результаты получены по серии проб 234/90. Это определяется большим разбросом Rb/Sr отношений в них и прямолинейным расположением точек в изохронных координатах. Четыре точки определяют изохронную зависимость с возрастом  $327 \pm 5$  млн. лет

и начальным отношением  $0.70753 \pm 17$ . Добавление в расчет пятой точки (3714) переводит зависимость в разряд эрохронных с относительно небольшим изменением возраста и начального отношения изотопов стронция ( $320 \pm 23$  млн. лет,  $0.7074 \pm 12$ ).

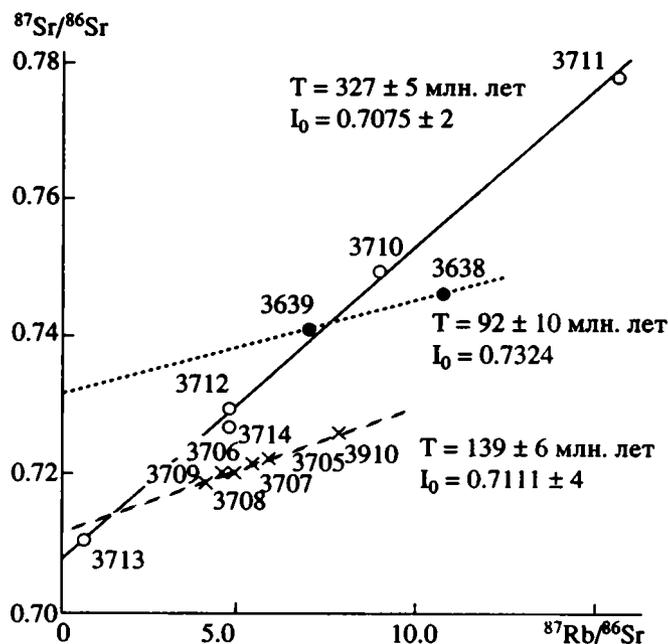


Рис. 2. Положение опробованных образцов на изохронной диаграмме.

Открытыми кружками показаны пробы ильпенейской свиты, залитыми кружками и крестиками – пробы Кулюльской полосы. Номера проб вблизи точек соответствуют лабораторным номерам табл. 3.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Выполненное исследование, несмотря на трудности датирования динамометаморфических пород, дает непротиворечивый сценарий последовательного формирования Пенжинского сегмента континентальной окраины Азии с позиций аккреционной тектоники. Данные Rb-Sr метода датирования филлонитов хорошо согласуются с известными ранее изотопными цифрами, выполненными K-Ar методом для глаукофановых и зеленых сланцев. Совпадение результатов, полученных разными методами, указывает на достоверность геохронологических наблюдений и свидетельствует о закрытии изотопных систем во время субдукционно-аккреционных процессов. Теперь уверенно можно говорить о разном возрасте метаморфических пород  $M_1$  и  $M_3$ , что противоречит объединению их на последних геологических картах в единую свиту (см. рис. 1). В перспективе особый интерес представляет датирование метаморфических пород полосы  $M_2$  Упупкинско-го террейна (см. рис. 1). Возраст  $327 \pm 5$  млн. лет коррелируется со временем существования позд-непалеозойской Кони-Тайгоносской островной дуги [9]. В Пенжинском районе к фрагментам этой дуги относится расположенный непосредственно к северу от Ганычаланского Харитонинский террейн, в каменноугольных отложениях которого известны продукты известково-щелочного вулканизма.

Разные датировки динамосланцев Куюльского меланжа указывают на полистадийность его формирования, что хорошо согласуется с новыми данными о гетерохронности кингивеевского комплекса [10].

Раннемеловой возраст ( $139 \pm 6$  млн. лет), по всей вероятности, был связан со становлением аккреционной призмы во фронте Удско-Мургальской дуги. Однако непосредственных латеральных взаимоотношений со структурами этой дуги пока нет, поэтому возможны и другие интерпретации. При этом нельзя исключать, что в дальнейшем будут обнаружены фрагменты новой дуги. Можно предполагать, что раннемеловая аккреция сопровождалась также деформациями внутри Ганычаланского террейна. В этом случае становится понятным изотопный возраст 141 млн. лет, полученный предшественниками для диафторированных сланцев ильпенейской свиты, о чем упоминалось ранее.

Сеноманский возраст ( $92 \pm 10$  млн. лет), скорее всего, отвечает времени становления средне-меловой аккреционной окраины во фронте Охотско-Чукотского вулканического пояса [17]. Нельзя не отметить некоторое расхождение данных изотопного возраста с имеющимися геологическими данными. Дело в том, что аккреция Айнынского и Куюльского террейнов, судя по возрасту базальных слоев маметчинской свиты (постаккреционный чехол), произошла в предпоздне-

альбское время. В этом случае цифра возраста, полученная K-Ar методом для глаукофановых сланцев (105 млн. лет), более соответствует рассматриваемому геологическому рубежу [1]. В то же время имеются данные о более позднем возрасте глаукофановых сланцев рассматриваемого региона ( $82 \pm 10$  млн. лет), сопоставимые с возрастом филлонитов. Эти сведения дают основание говорить о двух этапах формирования глаукофановых сланцев Куюльского меланжа, последний из которых был близок ко времени образования филлонитов. Обсуждение этой проблемы предполагается продолжить после получения дополнительных данных по изотопному датированию динамометаморфических пород Пенжинского хребта.

Высокие начальные отношения изотопов стронция могут служить показателем того, что в составе подвергавшихся метаморфизму комплексов присутствовали продукты переработки и разрушения пород древних континентальных окраин. Кроме того, эти значения могут быть объяснены воздействием на исходные породы гидротермальных растворов, сформированных при участии морской воды, или быть результатом вторичного динамометаморфизма.

Тенденция увеличения отношения изотопов стронция в более молодых комплексах (см. табл. 3) может быть показателем зрелости континентальной коры. В позднем палеозое и до раннего мела включительно конвергентной границе соответствовала система островных дуг и краевых морей. Осадочный материал в аккреционные призмы поступал главным образом из островных дуг. Резкое увеличение начального изотопного отношения в пробах 912 и 913, возможно, было связано с возникновением окраины андийского типа. К этому времени структуры мезозойд Северо-Востока России были спаяны воедино и оказались причлененными к Сибирскому континенту, вдоль новой окраины заложился Охотско-Чукотский вулканический пояс. В результате увеличилось поступление обломочного материала из континентальных источников сноса.

Перечисленные выше тектонические следствия, полученные на основе сопоставления геологических и геохронологических данных, свидетельствуют об ошибочности объединения структур Пенжинского региона в единую Таловско-Майнскую или Таловско-Пекульнейскую зону. В данном случае мы имеем дело с гетерогенными разновозрастными образованиями, формирование которых отражает последовательный рост аккреционной окраины Северо-Востока Азии [17]. В настоящее время для такого рода структур разработана террейновая терминология, которая и была использована применительно к данному региону.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные Rb-Sr изотопные датировки филонитов свидетельствуют по крайней мере о трех этапах динамометаморфизма, связанных с завершающими стадиями палеозойской (327 млн. лет) и мезозойских (139 и 92 млн. лет) палеоаккреций. Это подтверждает представление об аккреционных механизмах формирования континентальной окраины Азии, действовавших неоднократно в течение длительного времени. Раннемеловой рубеж отчетливо выражен в структурах Центральной Камчатки [2, 3], что позволяет думать о близком по времени проявлении тектонических событий в обоих регионах. Подобное предположение требует дальнейших исследований, необходимых для создания палинспастических реконструкций.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнинской зоны // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105 - 120.
2. Виноградов В.И., Буякайте М.И., Гороценко Г.Л., Луканин А.О., Покровский Б.Г. Изотопные и геохронологические особенности глубоко метаморфизованных пород Ганальского выступа на Камчатке // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 4. С. 930 - 936.
3. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. № 7. С. 58 - 65.
4. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М. Возраст метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1988. № 9. С. 30 - 38.
5. Геологическая карта СССР. Лист Р-58, 59 - Каменское. Масштаб 1: 1000000 (объяснительная записка). Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 183 с.
6. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 184 с.
7. Добрецов Н.Л. Глаукофановые сланцы и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 412 с.
8. Елисеев Н.А. Метаморфизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. 415 с.
9. Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм зоны перехода мезозой Северо-Востока СССР к Корякско-Камчатской складчатой области на примере Охотоморского региона // Геотектоника. 1977. № 1. С. 103 - 117.
10. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО РАН, 1990. 108 с.
11. Михайлик Е.В. Вулканогенно-осадочные и железомарганцевые образования островодужной системы Тонга (по материалам 16 рейса НИС Каллисто) // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1985. С. 71 - 82.
12. Михайлов А.Ф. Палеозойские и нижнемезозойские отложения Пенжинского хребта // Тр. Междуведственного совещания по разработке унифицированных схем Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1989. С. 62 - 66.
13. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
14. Пономарева Л.Г., Добрецов Н.Л. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (Северо-Западная Камчатка) // Геология и геофизика. 1966. № 4. С. 90 - 98.
15. Ружнецов С.В., Соколов С.Д., Юркова Р.М. Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента (Корякское нагорье) // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 160 - 172.
16. Соколов С.Д., Буякайте М.И. О некоторых особенностях применения метода наименьших квадратов в рубидий-стронциевой геохронологии // Эволюционные системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С. 207 - 217.
17. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 182 с.
18. Юркова Р.М. Минеральные ассоциации метаморфических комплексов офиолитов и пограничных вулканогенно-осадочных пород северо-западного обрамления Тихого океана (Офиолиты и нефть). М.: Наука, 1993. 116 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 483).
19. Jork D. Least-squares fitting of a straight line // Can. J. Physics. 1966. Vol. 44. P. 1079 - 1086.
20. Mitsuhiro Toriumi, Jun Teruya. Tectono-metamorphism of the Shimanŕo belt // Modern Geology. 1988. Vol. 12. № 1 - 4. P. 303 - 324.
21. Offer R., Hand M., Bale R. b<sub>0</sub> and illite crystallinity studies of K-white micas in rocks from forearc basin and accretionary complex sequence, Southern New England Fold Belt, N.S.W. Australia // Sci. Geol. Bull. 1987. Vol. 40. № 3. P. 245 - 254.

Рецензент: В.И. Коваленко

## Rb-Sr Dating Results for Dynamometamorphic Rocks of the Penzhinskii Range, Kamchatka

V. I. Vinogradov, R. M. Yurkova, S. D. Sokolov, M. I. Buyakaite, B. I. Voronin

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

New isotopic datings of dynamometamorphic schists indicate that they suffered three stages of metamorphism related to the Paleozoic ( $327 \pm 5$  Ma) and Mesozoic ( $139 \pm 6$  and  $92 \pm 10$  Ma) deformations. The spatial distribution of metamorphic complexes shows them to be progressively younger in passing from continent toward the ocean. This proves the idea that continental Asian margin was formed by mechanisms of accretional tectonics. The high initial Sr-isotopic ratios suggest that these metamorphic complexes either include erosion products of old continental rocks in their composition, or have been reworked by hydrothermal fluids bearing the sea-water components.

УДК 551.242.2(267)

## МАГМАТИЗМ, ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ГЕОДИНАМИКА ДНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА (ПАЛЕОЦЕН - ПЛЕЙСТОЦЕН)

© 1994 г. Г. Л. Кашинцев

Институт океанологии РАН, Москва

Поступила в редакцию 20.12.93 г.

На основании палеореконструкций Индийского океана в интервале времени 65 - 0 млн. лет прослежена история его магматизма в тесной связи с геодинамикой океанского дна. В рассмотренный интервал времени продукты магматизма Индийского океана были представлены двумя геохимически различными ассоциациями с появлением магматитов смешанного и дифференцированного типов. В течение последних 65 млн. лет мантия под океаном сохраняет гетерогенность. Выделяются две геохимические провинции в западной и юго-восточной части океана. Раздел между провинциями проходит в районе тройного сочленения индоокеанских срединных хребтов. Геохимическая неоднородность вулканизма связана с первичной неоднородностью мантии, которая, в свою очередь, обогащается путем дополнительного привноса некогерентных элементов трансмантийными флюидными потоками.

Предлагаемая работа является продолжением ранее опубликованной статьи [1], посвященной геодинамике и магматизму дна Индийского океана на отрезке времени от юры до палеогена. Материал, собранный автором в нескольких экспедициях в различные годы (1973 - 1990 гг.), с использованием многочисленных публикаций отечественных и зарубежных исследователей, позволяет проследить динамику эволюции дна Индийского океана далее от палеогена до современности.

Работа выполнена в рамках проекта "Глубинные геосферы" под руководством академика Ю.М. Пушаровского, которому автор приносит искреннюю благодарность за поддержку и ценные советы.

В палеоцене в пределах частично сформировавшегося Индийского океана происходят крупные события, связанные с тектонической перестройкой и изменением геодинамических процессов, формирующих поверхность его дна. В восточной части океана еще продолжается, но уже затухает меридиональный рифтинг. Начинается постепенная кардинальная перестройка на границе двух больших плит - Индийской и Австрало-Антарктической. В области крупного трансформного разлома (на значительном отрезке ложа океана, разделяющего эти плиты), на западном его борту образуется поднятие в виде приразломного хребта (хребет 90°), осложненного разломами и вулканическими структурами (рис. 1). Продолжает формироваться второе крупное тектоно-вулканическое поднятие приразломного типа - Чагос-Лаккадивский хребет. На отдельных его участках, возможно, возникают островные вулканические структуры [16].

Вместе с тем в конце палеоцена - начале эоцена (56 - 53 млн. лет назад) происходит общее изменение направления спрединга. В конце палеоцена продолжается дальнейшее отделение Сейшель-

ского блока от Индийской плиты и окончательное формирование Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов. Движение Сейшельского блока в юго-западном направлении приводит к тектоническим деформациям океанской коры

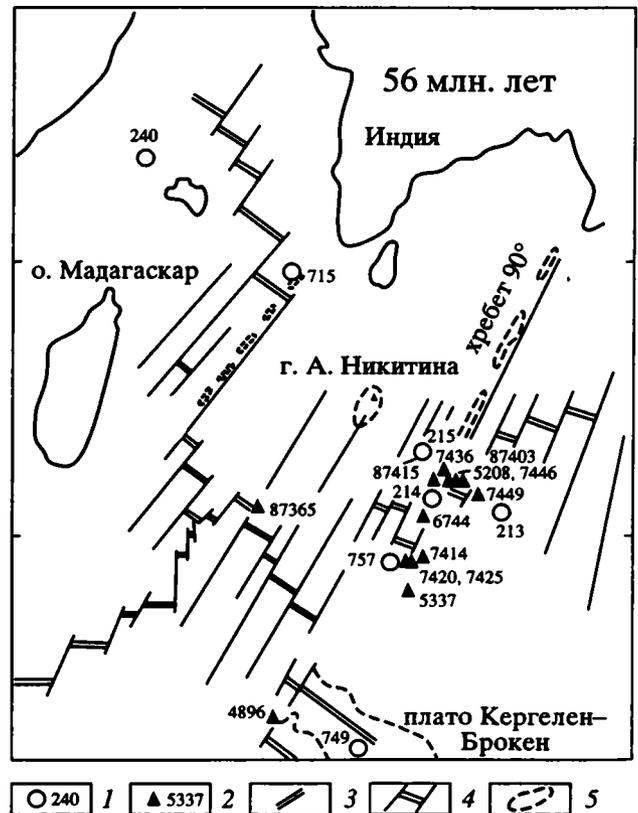


Рис. 1. Положение точек опробования на схеме палеореконструкций Индийского океана на 56 млн. лет [14]. 1 - скважины; 2 - станции опробования; 3 - зоны спрединга; 4 - трансформные разломы; 5 - палеоизобаты.

Маскаренской котловины и образованию Амрантской дуги [26]. Вдоль трансформного разлома Вишну, по-видимому, формируется приразломный хребт типа Лаккадивского [26, 28]. В раннем палеоцене произошло расчленение плато Крозе и Мадагаскарского хребта в результате спрединга в Западно-Индийском хребте [13].

На конец палеоцена (57 млн. лет) приходится резкое изменение скорости спрединга с 8.1 до 4.0 см/год [32], что было связано с "мягким" столкновением Индийской и Азиатской плит. Скорее всего, это событие и послужило спусковым механизмом в общей перестройке системы рифтинга в Индийском океане в конце палеоцена - начале эоцена.

В южной части океана начинает активизироваться рифтовая система, разделяющая Австралийскую и Антарктическую плиты. Это проявляется в новом этапе магматической деятельности в районе поднятия Кергелен (см. рис. 1, скв. 749).

Рассматриваемый этап истории формирования магматических пород ложа Индийского океана достаточно хорошо охарактеризован фактическим материалом, особенно область проявления магматизма на хребте 90° и в его окрестностях. Обильный материал по вулканитам дали скважины 214, 757 (см. рис. 1), а также многочисленные станции драгирования [2, 3, 12, 17, 21, 33, 34]. Значительно меньше данных по рифтовым зонам океана (см. рис. 1, ст. 87365, 87403, 5208). Недостаточно данных по вулканизму и в пределах котловин (см. рис. 1, скв. 240, 715; ст. 4896). Учитывая несоизмеримость фактического материала по различным структурам, рассмотрим историю формирования хребта 90° отдельно и более подробно.

Ранее [3] уже говорилось о том, что в пределах хребта 90° образуются очень характерные ферротолеиты, геохимически сходные с траппоидными базальтами на континенте. В палеоцене на западном борту трансформного разлома продолжают формироваться вулканиты такого же типа с  $[Mg] = 0.40 - 0.52$  (таблица 1, рис. 2; см. рис. 1, скв. 214, ст. 6744, 7420, 7436). Вместе с тем здесь появляются и магнезиальные ( $[Mg] = 0.57 - 0.58$ ; см. рис. 2) разновидности базальтов (см. рис. 1, скв. 757, ст. 7425, 87415) с меньшими содержаниями Sr и несколько большими, сдвинутыми к базальтам рифтов, концентрациями Y. Однако в целом по сумме редких элементов они по-прежнему близки базальтам океанических поднятий, а не базальтам СОХ. В них сохраняется более высокое содержание  $K_2O$  (0.24 - 0.76 мас. %), Rb (12 г/т), Sr (188 г/т в скв. 757), Zr (102 г/т), (рис. 3а - 3в). Характер распределения РЗЭ (рис. 4) также не характерен для базальтов рифтовых зон и ближе к траппам.

Появление магнезиальных базальтов с субщелочной геохимической спецификой может быть связано с постепенным разогревом мантийного

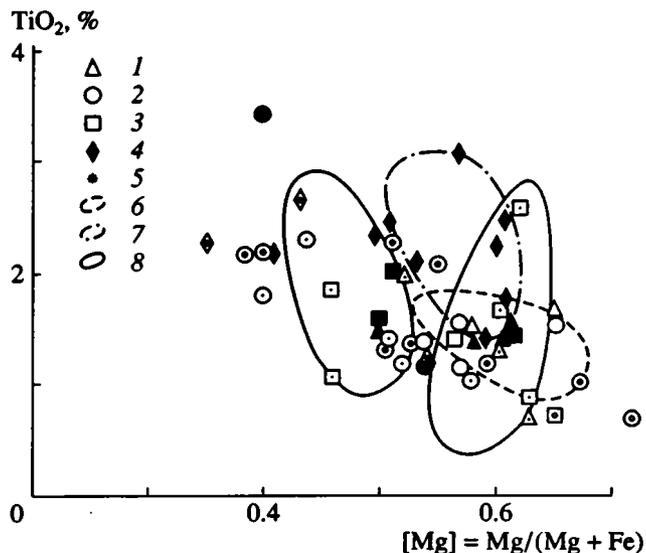


Рис. 2. Составы базальтов Индийского океана на графике  $[Mg]$ - $TiO_2$ .

1 - 5 - базальты: 1, 2 - океанические (1 - рифтов, 2 - поднятий), 3 - котловин на ложе океана, 4 - островов, 5 - толеитовый Красного моря; 6 - 8 - поля составов базальтов: 6, 7 - современных: 6 - СОХ, 7 - островов, 8 - с возрастом 190 - 65 млн. лет. Знаки с точкой внутри - породы с возрастом 65 - 56 млн. лет, с маленьким кружком - 55 - 36 млн. лет, заштрихованные - 35 - 11 млн. лет, залитые - 10 - 0 млн. лет.

субстрата под поднятием либо, что более вероятно, извержением из остаточных очагов магм, обогащенных осажденным в процессе кристаллизационной дифференциации оливином. Таким образом, в течение 20 млн. лет (скв. 216 - 79 млн. лет) на хребте 90° продолжали формироваться преимущественно субщелочные ферробазальты. Отсутствие в пределах хребта в палеогене дифференцированных щелочных серий, присущих "горячим точкам", может свидетельствовать о том, что хребт в это время развивался как магматически активный трансформный разлом, а не след "горячей точки". Такое мнение высказывалось ранее [24] в отношении отрезка хребта между 7° ю.ш. и плато Осборн, формирующегося в качестве трансформного разлома, а не следа "горячей точки". Скорее всего, вся структура хребта 90° представляла собой долгоживущий трансформный разлом. В отдельные периоды истории его эволюции, возможно, связанные с этапами локального временного сжатия, наряду с трещинными излияниями ферробазальтов происходило образование застойных очагов магмы, ее дифференциация и формирование стратовулканов, сложенных дифференцированными щелочными сериями.

Нечто подобное можно наблюдать в области разлома Клариион и Тихом океане, где имеются древние (гора "Калифорния") и современные (о-в Клариион, о-в Сан-Бенедикто) стратовулканические постройки, сложенные субщелочными и

**Таблица 1.** Интервалы содержаний и средние значения концентраций некоторых элементов и их отношений в базальтах Индийского океана с возрастом 56 и 36 млн. лет

| Возраст, млн. лет | Структуры   | [Mg]  | TiO <sub>2</sub>    | K <sub>2</sub> O    | Ba             | Zr              | Y             | Sr              | Rb           | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | La                 | Sm               | Yb               |
|-------------------|---|---|---------------------|---------------------|----------------|-----------------|---------------|-----------------|--------------|------------------------------------|--------------------|------------------|------------------|
| 56                | Океанические рифты (ст. 87365, 87403, 5208)   | 0.52 - 0.63 <sup>1</sup><br>0.58 <sup>2</sup> | 0.68 - 1.96<br>1.38 | 0.11 - 0.19<br>0.16 | —              | —               | —             | —               | —            | —                                  | 6.5                | 4.7              | 5.3              |
|                   | Океанические поднятия (скв. 214, 757, 715; ст. 7446, 7436, 7420, 7425, 6744, 87415) | 0.40 - 0.65<br>0.54                           | 0.99 - 2.35<br>1.49 | 0.24 - 1.71<br>0.67 | 45 - 185<br>96 | 50 - 165<br>100 | 24 - 30<br>26 | 38 - 265<br>136 | 6 - 13<br>10 | 0.7034 - 0.7046<br>0.7040          | 5.3 - 19.5<br>12.1 | 2.5 - 4.9<br>3.4 | 2.0 - 2.6<br>2.3 |
|                   | Котловины (скв. 213, 215, 240, 749; ст. 7449, 7414, 4896, 5337)                     | 0.46 - 0.63<br>0.56                           | 0.83 - 2.65<br>1.57 | 0.20 - 1.32<br>0.65 | 12 - 40<br>22  | 45 - 220<br>96  | 25 - 36<br>27 | 76 - 390<br>178 | 3 - 28<br>13 | 0.7045<br>—                        | 2.2 - 33<br>16     | 2.2 - 7.6<br>4.8 | 1.8 - 2.6<br>2.3 |
| 36                | Океанические рифты (скв. 238, 267)  | 0.54 - 0.60<br>0.57                           | 1.30 - 1.31<br>1.30 | 0.16 - 0.43<br>0.30 | —<br>10        | —<br>77         | —<br>40       | —<br>193        | —<br>—       | —<br>—                             | —<br>—             | —<br>—           | —<br>3.3         |
|                   | Океанические поднятия (скв. 253, 254, 756, 713; ст. 5331, 2071, 2084, 2089)         | 0.30 - 0.72<br>0.56                           | 0.69 - 3.14<br>1.74 | 0.22 - 1.48<br>0.43 | 14 - 195<br>60 | 21 - 156<br>98  | 25 - 50<br>33 | 48 - 172<br>105 | 5 - 38<br>15 | 0.7037 - 0.7047<br>0.7042          | 3.7 - 9.9<br>6.9   | 3.1 - 4.8<br>3.2 | 2.5 - 3.3<br>2.6 |
|                   | Котловины (ст. 4577)  | —<br>0.65                                     | —<br>0.71           | —<br>0.08           | —<br>—         | —<br>10         | —<br>4        | —<br>—          | —<br>—       | —<br>—                             | —<br>—             | —<br>—           | —<br>—           |
|                   | Острова (о-в Кергелен)  | —<br>0.43                                     | —<br>2.70           | —<br>0.67           | —<br>168       | —<br>179        | —<br>31       | —<br>380        | —<br>7       | —<br>0.7047                        | —<br>18.9          | —<br>4.96        | —<br>1.70        |

Примечание. Содержания TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O в мас. %, остальных элементов — в г/т. <sup>1</sup> — интервал значений или содержаний; <sup>2</sup> — среднее значение или содержание соответственно. Mg = Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>), Mg и Fe<sup>2+</sup> — в атомных количествах.

щелочными базальтами и их дифференциатами. Геологические, петрохимические и изотопные данные по этим базальтам [4, 5] свидетельствуют об образовании магматических серий в различных геодинамических обстановках и из различных мантийных субстратов. Это свидетельствует о том, что часть трансформных разломов отличается особым строением и развитием, с преобладанием магматических процессов, а не сдвиговых перемещений по разлому, столь необходимых для типичного трансформного разлома. Такие магматически активные разломы со сменяющимся по простиранию геодинамическим режимом очень характерны для разломов-гигантов [9], которые выделяются в самостоятельный тип трансформных разломов. Судя по всему, хребет 90° по своим масштабам и интенсивному длительному магматизму субщелочного и щелочного типа относится именно к такого рода разломам. Поэтому мнение о хребте 90° как о структуре, связанной с действием "горячей точки" [25], на наш взгляд, не имеет достаточно веского обоснования.

Помимо хребта 90° вулканизм в это время имел место на Чагос-Лаккадивском хребте (скв. 715) и плато Кергелен (скв. 749), (см. рис. 1). В обоих случаях магматиты заметно отличаются от тех, которые формируют хребет 90°; по некоторым окислам и редким элементам (TiO<sub>2</sub>, FeO, Zr, Y) они ближе к рифтовым базальтам. В обоих типах базальтов, вскрытых этими скважинами, несколько повышено содержание K<sub>2</sub>O (0.23; 0.40 мас. %), а также более высокие по сравнению с рифтовыми базальтами концентрации таких элементов, как Rb и Sr (6 и 216 г/т соответственно в скв. 749), а также Ba и Y (155 и 30 г/т соответственно в скв. 715). Указанные базальты, скорее всего, являются дифференциатами ферро-толеитовой субщелочной магмы и занимают по составу промежуточное положение между рифтовыми толеитами и базальтами океанических поднятий.

Базальты океанических рифтов (см. рис. 1, ст. 87365, 87403, 5208) по низкому содержанию в них K<sub>2</sub>O (0.11 - 0.19 мас. %) однозначно можно отнести к типичным толеитам срединно-океанических хребтов.

В палеоцене интенсивный вулканизм проявился в пределах уже сформировавшихся котловин Индийского океана. Наиболее представительный материал имеется по Кокосовой котловине, особенно ее западному краю, примыкающему к Восточно-Индийскому хребту (см. рис. 1, ст. 7414, 7449, 5337). Как показывают материалы (см. табл. 1), в пределах котловин в палеоцене проявляется магматизм преимущественно субщелочной направленности, хотя ложе океана частично сложено и типичными толеитами СОХ (Сомалийская котловина). Не исключено, что часть образцов с повышенным содержанием K<sub>2</sub>O (0.83 мас. % в скв. 213; 2.70 мас. % на ст. 7414)

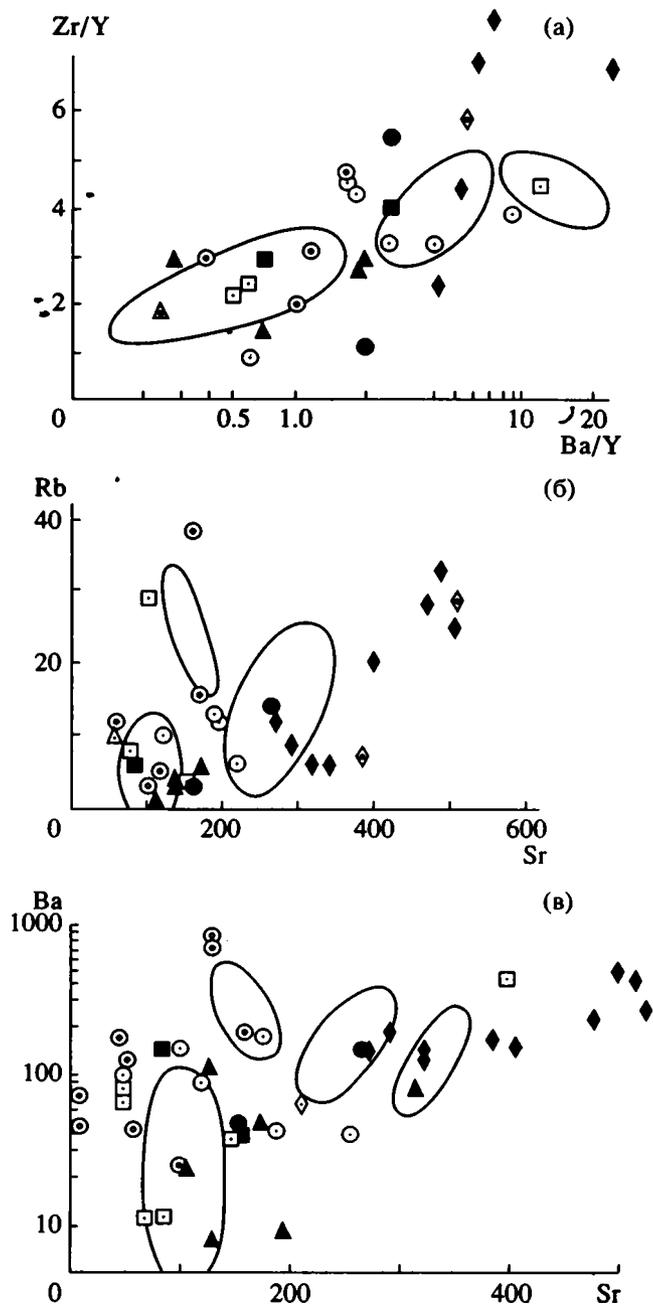


Рис. 3. Составы базальтов Индийского океана на графиках Zr/Y-Ba/Y (а), Rb-Sr (б) и Ba-Sr (в). Условные обозначения см. на рис. 2.

относится к измененным толеитам СОХ, так как концентрации редких элементов в них типичны для этих вулканитов. Однако в палеоцене в котловинах, несомненно, проявлялся субщелочной вулканизм островного типа. Об этом свидетельствуют высокие концентрации в базальтах скв. 215 и ст. 7449 таких элементов, как Zr (160 и 220 г/т соответственно), Sr (390 и 150 г/т) и Ba (430 г/т в скв. 215). В целом вулканиты Кокосовой котловины более железистые ([Mg] = 0.46) по сравнению

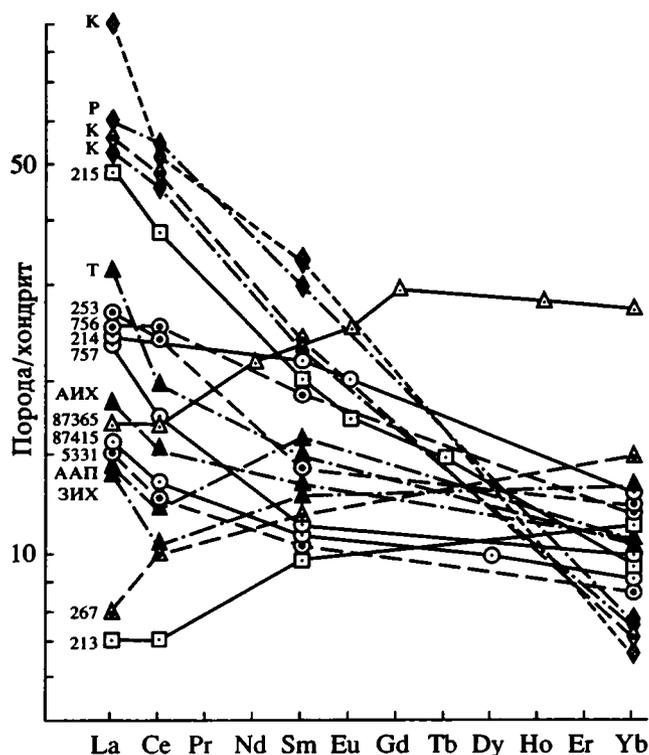


Рис. 4. Особенности распределения редкоземельных элементов для базальтов Индийского океана.

Цифры – номера скважин и станций. К – о-в Кергелен, Р – о-в Реюньон, Т – рифт Танжура, АИХ – Аравийско-Индийский (Карлсберг) хребет, ААП – Австрало-Антарктическое поднятие, ЗИХ – Западно-Индийский хребет. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

с базальтами к западу от хребта  $90^\circ$  ( $[Mg] = 0.62$ ), что, возможно, подчеркивает значимость этой структуры в качестве границы между двумя крупными плитами, мантийные субстраты под которыми имели специфические составы.

Таким образом, в палеогене в пределах Индийского океана продолжался магматизм на всей его площади. Вулканизм проявлялся в системе рифтов срединных хребтов, на вулканических поднятиях и, по-видимому, на отдельных участках котловин, где он имел наложенный внутриплитный характер. Вулканиды формируют, как и ранее, две петрохимические ассоциации – железистую и магнезиальную, однако в геохимическом плане вулканиды становятся более дисперсными, концентранции, например, Ва, Sr, Zr довольно разбросанны (см. рис. 3а - 3в). При этом большая часть анализов базальтов вулканических поднятий концентрируется на границе двух ассоциаций (см. рис. 2), т.е. в их составе начинает преобладать компонент толеитов СОХ. В целом становится меньше базальтовых серий, так как уменьшается количество контаминированных пород и базальтов, обогащенных Ва и Sr.

Эоцен, особенно средний и поздний (42 - 49 млн. лет), характеризуется резкой активизаци-

ей юго-восточной ветви Срединно-Индийского океанического хребта. В это время происходит, по-видимому, окончательный раскол поднятия Кергелен с обособлением хребта Брокен и хребта Кергелен. По материалам различных авторов [27, 29], раскол поднятия Кергелен–Брокен начался 90 - 75 млн. лет назад в позднем мелу. Этот раскол происходил по системе грабенов северо-западного простирания. Следы зоны раскола в настоящее время наблюдаются в виде эскарпов в северо-восточной части плато Кергелен и зоны разлома Диамантина. Тектонические процессы предопределили контрастность движений сопряженных блоков. Судя по материалам скв. 255 [24], на хребте Брокен в интервале 76 - 54 млн. лет, т.е. вплоть до эоцена, осадкообразования не было. Здесь шла интенсивная пенеппенизация [22] и развивался вулканизм. Собственно плато Кергелен представляло собой мелководную морскую структуру, которая медленно опускалась со скоростью 20 м/млн. лет и перекрывалась пелагическими и шельфовыми осадками палеоцена и эоцена [30]. Однако уже в среднем эоцене с 42 - 45 млн. лет и вплоть до миоцена наблюдается перерыв в осадконакоплении, связанный с общим поднятием плато и последующим спредингом в зоне раскола [29]. Не исключено, что спрединг начался в результате перескока центра растяжения из зоны горстов и грабенов на север и следом этого нового центра спрединга является желоб "Оби". Желоб Диамантина в этом случае отражает палеоценовую зону грабенов [27].

По магнитным данным наиболее древняя океаническая кора на северо-востоке плато Кергелен имеет возраст около 46 млн. лет (средний эоцен). Раскол поднятия Кергелен–Брокен, несомненно, сопровождался активным магматизмом, следы которого должны быть по восточному склону хребта Кергелен и наблюдаются в южной части хребта Брокен. Наиболее древние толеитовые базальты и интрузивные породы переходного типа на архипелаге Кергелен имеют возраст около 40 - 45 млн. лет [19], т.е. относятся к позднему эоцену. Возраст риолитов с южного склона хребта Брокен определен в 56 млн. лет – поздний палеоцен [6, 7]. Скорее всего, уже в конце палеоцена на южном и северном бортах рифта, разделившего поднятие Кергелен–Брокен, начинают формироваться щитовые вулканы, магматические серии которых сменяются во времени по мере роста вулканических построек. Толеитовые базальты островного типа сменяются щелочными сериями. Сначала преобладали базальты переходного, а затем высокощелочного типа [18]. На северном борту рифта в районе хребта Брокен формировались вулканиды толеитового и щелочного состава [11], а затем дациты и риолиты [7]. Встреченные в желобе "Оби" на ст. V 16-97 интрузивные породы [20] свидетельствуют о существовании в основании хребта океанической коры, т.е. подтверждают

рифтинг океанического типа, расколовший хребты Кергелен и Брокен (рис. 5).

Интенсивный вулканизм проявился в это время и в сопряженной с поднятием Кергелен-Брокен области на юге хребта 90°. Здесь, как и на хребте Брокен, существовали мелководные или субаэральные условия, что обусловило интенсивный фреатический магматизм с накоплением толщи вулканических туфов (см. рис. 5, скв. 254). Вулканизм на хребте продолжался со среднего эоцена (см. рис. 5, скв. 253 – 46 млн. лет) вплоть до начала олигоцена (см. рис. 5, скв. 756, 254 – 38 млн. лет).

В западной части океана следы вулканической деятельности отмечаются на Мадагаскарском хребте (скв. 246).

В эоцене происходит дальнейшее формирование северо-западной и юго-западной ветвей срединных хребтов Индийского океана. Движение Сейшельского блока в результате спрединга и Аравийско-Индийском хребте сопровождается сложными деформациями и магматизмом в западной части Сейшельской банки. Продолжается магматизм на Маскаренском поднятии [26].

Таким образом, в позднем эоцене - раннем олигоцене (37 млн. лет) произошла окончательная переориентация направления спрединга в центральной части Индийского океана в связи с обра-

зованием Австрало-Антарктического поднятия (Юго-Восточный срединный хребет) [31] и окончательно сформировались срединные хребты приблизительно в том виде, в каком они существуют в настоящее время.

Эоценовый период магматизма Индийского океана хорошо представлен вулканитами в его юго-восточной части. К сожалению, магматизм западной части океана охарактеризован крайне скудно (см. рис. 5, скв. 713, 238). В табл. 1 и на рис. 2 - 4, 6 помещен материал, отражающий особенности состава магматитов этого периода. Обращает на себя внимание такой факт. Большая часть точек анализов на графике  $TiO_2-[Mg]$  (см. рис. 2) занимает промежуточное положение между полями железистых и магнезиальных типов базальтов. Происходит как бы их смещение, усреднение. С другой стороны, часть пород по этим компонентам располагается на крайних позициях, попадая в область либо очень магнезиальных, либо очень железистых составов, т.е. налицо интенсивная дифференциация с обособлением магнезиальных и железистых расплавов. По соотношению редких элементов магматиты эоцена становятся еще более дисперсными, особенно по Ba, Y, Rb (см. рис. 3а - 3в), что также указывает на наличие процессов дифференциации магм. По РЗЭ сохраняется тенденция к двум уровням распределения

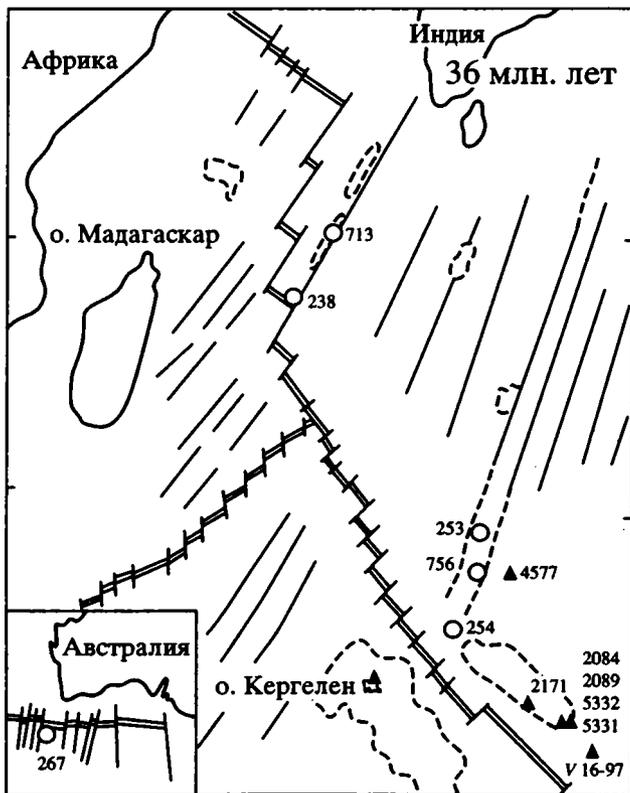


Рис. 5. Положение точек опробования на схеме палеореконов Индийского океана на 36 млн. лет [14]. Условные обозначения см. на рис. 1.

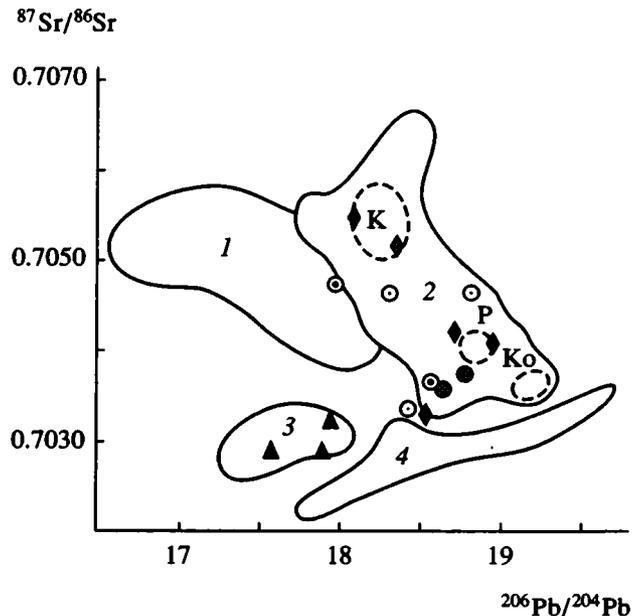


Рис. 6. Составы базальтов Индийского океана на графике  $^{87}Sr/^{86}Sr-^{206}Pb/^{204}Pb$ .

Сплошная линия – поля составов базальтов: 1 – Декана и Карру, 2 – океанических поднятий и островов (пунктирной линией обозначены поля: К – о-в Кергелен, Р – о-в Реюньон, Ко – Коморские о-ва), 3, 4 – срединных хребтов: 3 – Индийского океана, 4 – Северной Атлантики и Восточно-Тихоокеанского поднятия. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

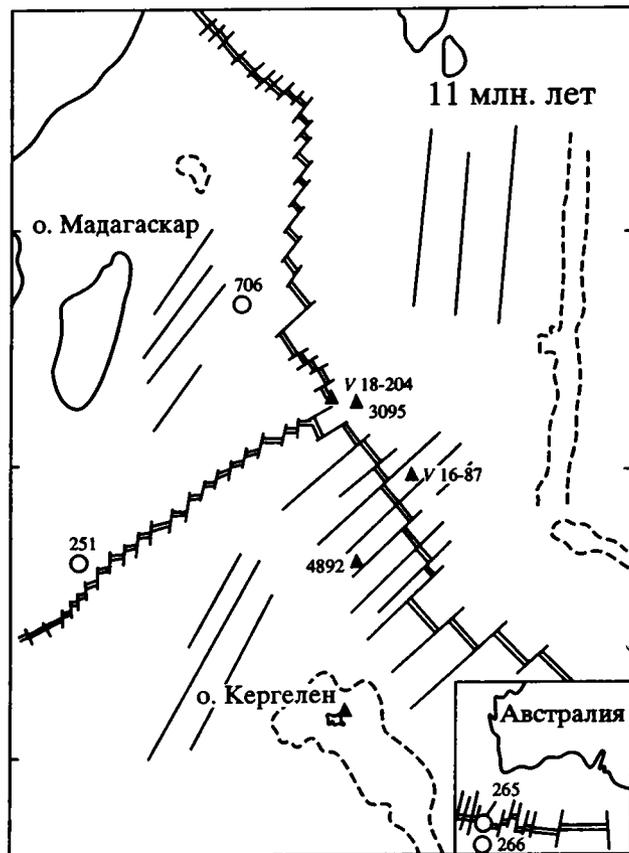


Рис. 7. Положение точек опробования на схеме палеорекострукций Индийского океана на 11 млн. лет [14].  
Условные обозначения см. на рис. 1.

(см. рис. 4), при этом появляются сильно обогащенные легкими РЗЭ щелочные серии на о-ве Кергелен. Такое же бимодальное распределение магматических серий подтверждается и изотопными данными (см. рис. 6). В эоцене формируются вулканы, которые по своим изотопным характеристикам тяготеют к двум вулканическим провинциям: это архипелаг Кергелен и область будущей вулканической провинции о-ва Реюньон. Первые характеризуются в целом (исключая скважину 756, см. рис. 5) повышенными концентрациями радиогенного Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$ ), а изотопные соотношения свинца в них занижены по сравнению с базальтами провинции о-ва Реюньон.

Таким образом, в эоцене в связи с новой вспышкой вулканической активности происходит, по-видимому, определенное перемешивание магнезиальных и железистых источников магматизма. Это перемешивание, возможно, было связано с усилением конвективных процессов, а, возможно, по мере разрастания области магмообразования под Индийским океаном происходило более интенсивное подплавление и перемешивание исходных магматических субстратов. Усредненные магматические расплавы при дифференциации давали контраст-

ные по составу конечные продукты магматизма. Изотопные данные о РЗЭ однозначно указывают на то, что на геохимическом уровне первичная геохимическая неоднородность глубинных геосфер под океаном сохраняется. Дифференцированность пород может свидетельствовать о широком развитии застойных очагов магм и условиях сжатия в пределах сопряженных плит.

В олигоцене, раннем и среднем миоцене (35 - 11 млн. лет) существенных структурных перестроек в пределах ложа Индийского океана не происходило (рис. 7). Продолжали интенсивно формироваться все ветви срединно-океанических хребтов, а также отдельные вулканические поднятия. Например, интенсивный вулканизм имел место на о-ве Кергелен. В результате "жесткого" столкновения Индийской и Евразийской плит резко замедлилась скорость спрединга (в среднем до 3 см/год), а само столкновение привело к закрытию в среднем миоцене (11 млн. лет) океана Тетис. Вместе с тем при этом происходит расширение площади Индийского океана за счет проникновения северо-западной рифтовой системы в континентальные структуры на стыке Африки и Аравийского полуострова в обход жесткой Индо-Гималайской структуры. В миоцене 10 - 12 млн. лет назад началось раскрытие Аденского залива и образование рифта Танжура.

К сожалению, на такой большой промежуток времени приходится очень мало фактического материала по магматическим породам. Вулканы олигоцен-миоценового возраста встречаются на вулканических поднятиях (см. рис. 7, скв. 706, о-в Кергелен), срединно-океанических хребтах (см. рис. 7, скв. 265) и котловинах (табл. 2, см. рис. 7, скв. 251, 266; ст. 4892). Каких-либо существенных изменений в составе магматитов на этом отрезке времени не наблюдается. Продолжают формироваться дифференцированные серии пород. Например, на Маскаренском поднятии (скв. 706) образуются почти одновременно высокожелезистые и высокомагнезиальные базальты. То же самое происходит в срединно-океанических хребтах и в котловинах, причем дифференциация особенно заметна по редким элементам. Например, в толеитах переходного типа из скв. 265 очень высокий Sr (314 г/т), в то время как в близких по составу толеитах скв. 251 только 83 г/т. В целом вулканы олигодена и начала миоцена богаче Ba, чем более ранние их аналоги (см. рис. 3а). В рифтовых зонах (см. рис. 7, скв. 265) продуцируются толеиты, обогащенные  $\text{K}_2\text{O}$  (см. табл. 2). По изотопным данным вулканы различаются по содержанию радиоактивного Sr. На о-ве Кергелен они резко обогащены этим изотопом ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7051$ ) по сравнению с базальтами Маскаренского поднятия ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7036$ ), причем определенная разница наблюдается и по соотношению изотопов Pb (см. рис. 6). Таким образом, гетерогенность мантии в восточной и западной частях океана на этом отрезке времени сохраняется.

Таблица 2. Интервалы содержаний и средние значения концентраций некоторых элементов и их отношений в базальтах Индийского океана с возрастом 11 и 0 млн. лет

| Возраст, млн. лет | Структуры   | [Mg]                | TiO <sub>2</sub>    | K <sub>2</sub> O    | Ba               | Zr              | Y             | Sr               | Rb             | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | La                  | Sm               | Yb                 |
|-------------------|---|---------------------|---------------------|---------------------|------------------|-----------------|---------------|------------------|----------------|------------------------------------|---------------------|------------------|--------------------|
| 11                | Океанические рифты (скв. 265, ст. V18-204)  | —<br>0.61           | 1.42 - 1.60<br>1.51 | 0.09 - 0.76<br>0.42 | 84               | 119             | 44            | 314              | —              | —                                  | —                   | —                | 2.8                |
|                   | Океанические поднятия (скв. 706)  | —<br>0.54           | —<br>1.16           | —<br>0.23           | —<br>50          | —<br>64         | —<br>25       | —<br>154         | —<br>3         | —<br>0.7036                        | —<br>—              | —<br>—           | —<br>—             |
|                   | Котловины (скв. 266, 251; ст. 4892, 3095, V16-87)                                 | 0.50 - 0.62<br>0.54 | 1.03 - 2.00<br>1.54 | 0.26 - 0.58<br>0.40 | 9 - 118<br>56    | 97 - 200<br>150 | 35 - 56<br>47 | 85 - 156<br>113  | 0.7 - 6<br>3.2 | —<br>—                             | —<br>2.79           | —<br>3.29        | 3.35 - 5.4<br>4.37 |
|                   | Острова (о-в Кергелен)  | 0.50                | 2.38                | 1.24                | 264              | 237             | 32            | 517              | 28             | 0.7051                             | 31                  | 7.2              | 1.6                |
| 0                 | Океанические рифты (АИХ, ЗИХ, ААП, Танжура)                                       | 0.50 - 0.60<br>0.57 | 1.38 - 1.45<br>1.41 | 0.25 - 0.31<br>0.27 | 9 - 108<br>50    | 63 - 102<br>88  | 22 - 41<br>31 | 102 - 175<br>137 | 2 - 6<br>4     | 0.7030 - 0.7033<br>0.7031          | 4.7 - 11.0<br>6.6   | 3.1 - 3.4<br>3.2 | 2.3 - 3.4<br>2.7   |
|                   | Аравийско-Индийский хребет  | 0.60                | 1.38                | 0.25                | 28               | 63              | 41            | 112              | 1.5            | 0.7030                             | 4.7                 | 3.35             | 2.3                |
|                   | Рифт Танжура  | 0.50                | 1.45                | 0.29                | 108              | —               | 22            | 128              | 4              | —                                  | 11.0                | 3.1              | 2.3                |
|                   | Западно-Индийский хребет  | 0.58                | 1.40                | 0.31                | 53               | 102             | 29            | 175              | 5.5            | 0.7030                             | 5.8                 | 3.1              | 2.9                |
|                   | Австрало-Антарктическое поднятие  | 0.58                | 1.42                | 0.24                | 9                | 98              | 32            | 133              | 3              | 0.7033                             | 5.0                 | 3.1              | 3.4                |
|                   | Острова Индийского океана в целом   | 0.43 - 0.66<br>0.54 | 1.21 - 3.32<br>2.26 | 0.29 - 1.55<br>0.80 | 113 - 561<br>252 | 85 - 214<br>151 | 21 - 35<br>29 | 270 - 602<br>393 | 6 - 54<br>19   | 0.7033 - 0.7050<br>0.7042          | 12.3 - 32<br>20.5   | 3.5 - 9.8<br>5.5 | 1.7 - 2.0<br>1.85  |
|                   | Острова западной части океана (Реюньон, Маврикийский, Родригес, Коморские, Крозе) | 0.45 - 0.66<br>0.58 | 1.71 - 3.32<br>2.45 | 0.29 - 1.55<br>0.90 | 153 - 561<br>298 | 85 - 214<br>156 | 26 - 35<br>30 | 320 - 602<br>448 | 6 - 54<br>25   | 0.7033 - 0.7042<br>0.7039          | 18.3 - 32.0<br>23.7 | 5.5 - 7.2<br>6.0 | 1.9 - 2.0<br>1.95  |
|                   | Острова южной части океана (Кергелен, Амстердам, Сен-Поль)                        | 0.39 - 0.62<br>0.48 | 1.44 - 2.70<br>1.93 | 0.36 - 1.32<br>0.62 | 113 - 168<br>161 | 92 - 179<br>135 | 21 - 31<br>26 | 270 - 308<br>310 | 6 - 13<br>9    | 0.7037 - 0.7050<br>0.7045          | 12.3 - 18.9<br>15.6 | 3.5 - 5.0<br>4.3 | 1.7 - 1.8<br>1.75  |

Примечание. См. примечания к табл. 1.

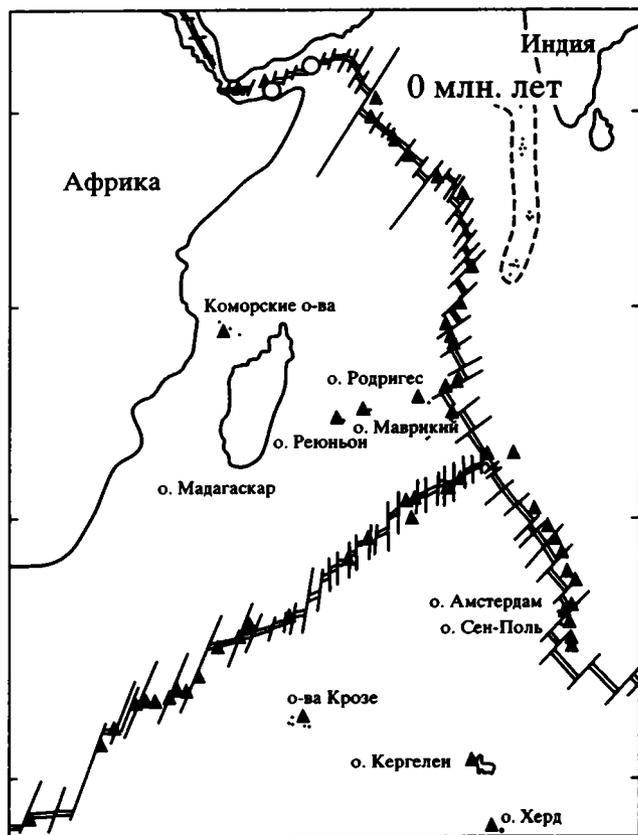


Рис. 8. Положение точек опробования на схеме палеореконов Индийского океана на 0 млн. лет [14]. Условные обозначения см. на рис. 1.

В последние 10 млн. лет в плиоцене и плейстоцене (рис. 8) какой-либо серьезной структурной перестройки дна Индийского океана по сравнению с предыдущим периодом не происходит. Отмечается общее замедление скорости спрединга за счет тектонических коллизий на границах континентальных плит. Однако при этом продолжается расширение и образование новой океанической коры в северо-западной части океана в районе рифта Танжура и в Красном море.

Вулканизм в этот период сосредоточен в западной части океана, хотя продолжается и на юго-востоке, в пределах Австрало-Антарктического поднятия. Магматизм проявляется главным образом в двух типах структур – срединных хребтах и островах.

Базальты срединных хребтов, несмотря на незначительные вариации составов в разных частях системы рифтов, характеризуются петрохимической стабильностью (см. табл. 2) при незначительных геохимических отличиях. Например, базальты Западно-Индийского хребта по сравнению с северной и юго-восточной ветвями имеют несколько большие концентрации (см. рис. 3а - 3в) Rb (5.5 г/т), Sr (175 г/т), Ba (53 г/т) и щелочей (суммы) – 3.19 мас. %. Несколько отличаются от

базальтов СОХ открытой части океана толеиты молодого рифта Танжура (см. табл. 2, рис. 2, 3). По магнезиальности они ближе ферротолейтам ( $[Mg] = 0.50$ ) и при этом характеризуются высокими концентрациями Ba (108 г/т), легких РЗЭ ( $La = 11.0$ ) при низких концентрациях Sr (230 г/т).

Базальты островов в большинстве своем по магнезиальности занимают как бы промежуточное положение между толейтами СОХ и базальтами рифта Танжура, т.е. между типично магнезиальной и железистой ассоциациями толейтов. Кроме того, они в целом имеют более высокие содержания титана (1.5 - 3.9 мас. %) и образуют как бы самостоятельную ассоциацию вулканитов.

По геохимическим данным выделяются три группы базальтов – толеиты СОХ, базальты островов южной и западной частей океана (см. табл. 2). Геохимические различия островных базальтов и толейтов СОХ известны давно. Однако отличия состава базальтов различных провинций отдельных океанов начали выявляться только в последнее десятилетие [8, 10]. Изложенные материалы (см. табл. 2) свидетельствуют, что базальты островов южной части океана (Кергелен, Амстердам, Сен-Поль) более железисты и имеют низкие концентрации Ba, Rb, Sr,  $K_2O$  при относительно высоком отношении изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr =$  в среднем 0.7045) и низком отношении изотопов свинца ( $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.200$ ). Следует, правда, оговориться, что существуют некоторые отклонения от этой закономерности. Например, базальты о-ва Маврикий по геохимическим параметрам близки к толейтам островов южной части океана ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7040$ ), а отношение радиогенных изотопов Pb на о-ве Амстердам ( $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.972$ ) соответствует таковым западных островов. Возможно, на фоне каких-то глобальных геохимических разнородностей мантии под Индийским океаном существуют определенные частные специфические условия выплавливания тех или иных базальтов. Не исключено, что это связано с недостатком большого статистического материала по геохимии и изотопии Sr и Pb для базальтов отдельных островов. Но в целом тенденция к геохимической разнородности глубинных выделок в южной и западной частях океана за последние 10 млн. лет сохраняется.

## ОБСУЖДЕНИЕ

При рассмотрении изменения характера магматизма во времени обращают на себя внимание следующие закономерности в целом. Изотопные характеристики базальтов группируются в три роя точек (см. рис. 6). Во-первых, это срединные хребты с низкими отношениями изотопов Sr (0.7030) и Pb (17.70), что свидетельствует об обедненности мантии под хребтами и низкой контаминации их магм. Вторая группа точек – это поднятия и острова западной части Индийского океана с несколько более высокими отношениями  $^{87}Sr/^{86}Sr$

(в среднем около 0.7040) и высокими отношениями изотопов Pb (в среднем 18.80), что, с одной стороны, указывает на их происхождение из обогащенной верхней мантии, с другой – на возможный процесс контаминации базальтов. Косвенно об этом могут свидетельствовать высокие концентрации Sr (320 - 602 г/т), Rb (до 54 г/т) и Sm (5.5 - 7.2 г/т).

Наконец, третья группа точек характеризует породы островов южной части океана и древних поднятий в восточной части океана. Эти расплавы характеризуются высокими отношениями изотопов Sr (0.7050) и умеренными по величине отношениями изотопов Pb (18.40). Приведенные величины указывают либо на обогащенную мантию под юго-восточными областями океана, либо на высокую степень контаминации базальтов. Однако последнему предположению противоречат геохимические данные. Концентрации в примитивных базальтах островов южной части океана Sr (270 - 380 г/т), Rb (6 - 13 г/т) и Sm (3.5 - 5 г/т) больше свидетельствуют не о контаминации, а в пользу высокой обогащенности мантии, производящей расплавы толеитовых базальтов в этой части океана.

Таким образом, по геохимическим и изотопным данным выделяются три геохимических типа базальтов, причем геохимическая неоднородность мантии, продуцирующей эти базальты, сохраняется длительное время, о чем свидетельствует смешанный характер расположения точек анализов базальтов самых различных возрастов. Например, базальты западной провинции с близкими изотопными характеристиками (см. рис. 6) включают в себя породы с возрастом от 65 млн. лет до современных. Геохимическая разнородность базальтов характерна и для срединных хребтов (см. табл. 2). Базальты Западно-Индийского хребта, как и островные, имеют более высокие концентрации практически всех редких элементов и РЗЭ по сравнению с базальтами Австрало-Антарктического поднятия. При этом изотопные отношения Sr и Pb в них различаются незначительно.

В целом можно заключить, что по крайней мере в последние 60 млн. лет мантия под Индийским океаном сохраняет гетерогенность, причем довольно ясно обособляются две геохимические провинции, пространственно тяготеющие, с одной стороны, к Австрало-Антарктической плите, с другой – к Африканской. По всей вероятности, раздел между провинциями проходит в районе точки тройного сочленения. Юго-восточная часть по имеющимся материалам простирается по крайней мере от точки тройного сочленения до разлома Амстердам, включая на юге плато Кергелен. Западная провинция частично охватывает область северо-западной и юго-западной ветвей срединных хребтов, а также районы активного островного вулканизма между африканским побережьем и Аравийско-Индийским хребтом.

Пространственная и геохимическая связь на элементном уровне между базальтами островов и

базальтами СОХ отдельных провинций при резком геохимическом и изотопном различии собственно базальтов островов и СОХ свидетельствует об участии глубинных энергоносителей не только в образовании расплавов в деплетированной верхней мантии, но и доставке какого-то количества подвижных компонентов в области плавления верхней мантии под хребтами из обогащенной нижней мантии. Нам представляется, что это, наиболее вероятно, происходит посредством флюидного переноса. Геохимические неоднородности, по-видимому, связаны с существованием довольно мощных “протуберанцев” энергии, идущей, скорее всего, из наиболее контрастной по тепло-массопереносу геосферы на границе ядро-мантия. Эти “протуберанцы” тепловой энергии преобразуют структурно-тектоническую картину Земли, формируя на обширных площадях океана вулканические структуры, осложненные тектоническими процессами. Действие энергетических источников происходит на довольно длительных отрезках времени и носит импульсивный характер. Например, формирование траппов и океанической коры в восточной и юго-восточной частях океана продолжается с отдельными перерывами более 150 млн. лет. При этом активный магматизм охватывает довольно значительные площади на поверхности океана. Внешне вулканизм проявляется в отдельных структурах, носящих, скорее всего, характер унаследованных ослабленных зон в верхних частях литосферы Земли.

Изложенные представления согласуются с появившимися в последние годы работами о существовании так называемых “суперплюмов” [15, 23] шириной до 6000 км, действовавших на длительном (до 125 млн. лет) отрезке времени. Ранее на примере Индийского океана было показано, что на отрезке 190 - 65 млн. лет существовали две геохимически разнородные провинции [1]. Граница геохимической гетерогенности в юго-восточной части океана по мере разрастания его дна мигрировала постепенно к северо-западу, как бы расширяя область внешнего проявления вулканизма на поверхности дна и прилегающих континентальных областей.

## ВЫВОДЫ

1. В интервале 65 - 0 млн. лет в пределах дна Индийского океана формируются две геохимические ассоциации базальтов. В отличие от более ранних этапов магматизма в указанное время появляются базальты с промежуточным составом, а также наиболее железистые и магнезиальные типы. Это явление связано, скорее всего, с широким развитием процессов смешения первичных железистых и магнезиальных расплавов, их дифференциации в условиях сжатия и появления застойных очагов магмы.

2. По геохимическим и изотопным данным базальты образуют три геохимически разнородных типа, состав которых во времени существенно не изменяется. Проявление их на дне океана чаще всего контролируется конкретным типом структуры, а, следовательно, связано с особенностями строения океанской литосферы в месте их выхода на поверхность дна.

3. Мантия под Индийским океаном сохраняет на этом промежутке времени гетерогенность. Выделяются две геохимически разнородные провинции в западной и юго-восточной частях океана. Раздел между ними, по-видимому, проходит в районе точки тройного сочленения срединных хребтов.

4. Магматизм и тектоническое преобразование дна Индийского океана на всем временном отрезке его существования обусловлены действием двух крупных энергетических потоков, которые формировали всю гамму магматических пород различных структур его дна. Различная геохимическая специфика магматитов, формирующихся за счет плавления исходных субстратов мантии, обусловлена либо исходной пространственной гетерогенностью силикатной мантии под океанами, либо различным энергетическим потенциалом потоков, способных в каждом конкретном случае переносить дополнительное количество легкоподвижных компонентов в верхние части литосферы, где формируются реальные базальтовые расплавы. Скорее всего, эти две причины взаимосвязаны. Исходная гетерогенность подтверждается геохимическими различиями траппов на самых ранних этапах формирования океана, а возможный различный энергетический потенциал трансмантийных потоков – геохимическими различиями базальтов различных ветвей срединных хребтов Индийского океана, исходный материал которых был деплетирован по крайней мере в раннепротерозойское время.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кашинцев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (поздняя юра - палеоцен) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 55 - 68.
2. *Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б.* Новые данные о базальтах Восточно-Индийского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 5 - 12.
3. *Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б., Соболев С.Ф.* Магматические и метаморфические породы // Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. С. 166 - 193.
4. *Козарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Рудченко Н.А.* Изотопная неоднородность источников щелочного магматизма разлома Клариион (Тихий океан) // Докл. АН. 1992. Т. 326. № 1. С. 162 - 165.
5. *Козарко Л.Н., Рудченко Н.А.* Новые данные о щелочном магматизме зоны разлома Клариион // Геохимия. 1991. № 8. С. 1204 - 1210.
6. *Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Батырмурзаев А.С.* Риолиты Западно-Австралийско-го хребта (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 4. С. 900 - 904.
7. *Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Серова В.В., Хворова И.В.* О природе хребта Брокен (Индийский океан) // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 59 - 73.
8. *Молчанова Т.В.* Некоторые провинциальные петро- и геохимические особенности базальтоидов Индийского океана // Твердая кора океанов. М.: Наука, 1987. С. 96 - 101. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 414.)
9. *Пуцаровский Ю.М.* Сравнительная тектоника Тихого и Атлантического океанов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 3 - 16.
10. *Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А.* Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия // Геотектоника. 1992. № 4. С. 15 - 26.
11. *Силантьев С.А., Чернышева В.И., Колесов Г.М.* Два типа базальтоидов хребта Брокен (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 3. С. 687 - 690.
12. *Сущевская Н.М., Никулин В.В., Ищенко Л.В., Колесов Г.М., Кононова Н.Н.* Проблема гетерогенности толеитового магматизма Индийского океана по результатам петролого-геохимического исследования закалочных стекол // Геохимия. 1991. № 4. С. 461 - 475.
13. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Океаны. Л.: Недра, 1985. 292 с.
14. *Шрейдер А.А.* Палеоокеанологическое изучение аномального геомагнитного поля Индийского океана: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИОАН, 1989. 395 с.
15. *Cox K.G.* A superplume in the mantle // Nature. 1991. V. 352. № 6336. P. 564 - 565.
16. *Fisk M.R., Upton B.J.G., Ford C.E., White W.H.* Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Reunion Island, Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B5. P. 4933 - 4950.
17. *Frey F.A., Dickey J.S., Thompson G., Bryan W.B.* Eastern Indian ocean DSDP sites: correlations between petrography, geochemistry and tectonic setting / Ed. Heiztler J.R. // Indian Ocean geology and biostratigraphy. Am. Geophys. Union. Geophys. Monogr. Washington, 1977. P. 189 - 257.
18. *Gautier I., Weis D., Mennessier J.-P., Vidal P., Giret A., Loubet M.* Petrology and geochemistry of the Kerguelen Archipelago basalts (South Indian Ocean): evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position // Earth. Planet. Sci. Lett. 1990. V. 100. № 1. P. 59 - 76.
19. *Giret A., Lameyre J.* Inverted alkaline-tholeiitic sequences related to lithospheric thickness in the evolution of continental rifts and oceanic islands // J. African Earth Sci. 1985. V. 3. № 1/2. P. 261 - 168.
20. *Hekinian R.* Gabbro and pyroxenite from a deep-sea core in the Indian Ocean // Mar. Geol. 1970. V. 9. № 4. P. 287 - 294.
21. *Hekinian R.* Petrology of the Ninety East Ridge (Indian Ocean) compared to other aseismic ridges // Contribut. Mineral and Petrol. 1974. V. 43. № 2. P. 125 - 147.
22. *Houtz R.E., Hayes D.E., Markl R.G.* Kerguelen Plateau bathymetry, sediment distribution and crustal structure // Marine Geol. 1977. V. 25. № 1/3. P. 95 - 130.

23. *Larson R.L.* Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology*. 1991. V. 19. № 6. P. 547 - 550.
24. *Luyendyk B.P., Davies T.A.* Results of DSDP Leg 26 and the geologic history of the southern Indian Ocean // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, 1974. V. 26. P. 909 - 943.
25. *Mahoney J.J., Macdougall J.D., Lugmair G.W., Gopalan K.* Kerguelen hotspot source for Pajmahal Traps and Nintyeast Ridge? // *Nature*. 1983. V. 303. № 5916. P. 385 - 389.
26. *Mart J.* The tectonic setting of the Seyshelles, Mascarene and Amirante plateaus in the Western Equatorial Indian Ocean // *Mar. Geol.* 1988. V. 79. № 3/4. P. 261 - 274.
27. *Mutter J.C., Caude S.C.* The early opening between Broken Ridge and Kerguelen Plateau // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 65. № 2. P. 369 - 376.
28. *Norton I.O., Sclater J.G.* A model for the evolution on the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B12. P. 6804 - 6830.
29. *Schlich R., Wise S.W., Palmer A.A. et al.* Ocean drilling program. That sinking feeling // *Nature*. 1988. V. 334. № 6181. P. 385 - 386.
30. *Schlich R., Wise S.W., Palmer A.A. et al.* Shipboard scientific party. Site 747 // *Proc. ODP Init. Repts.* 1989. V. 120. College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 89 - 157.
31. *Sclater J.G., Abbott D., Thiede J.* Paleobathymetry and sediments of the Indian Ocean. Chapter 2. Geology and Biostratigraphy. Washington: AGU, 1977. P. 25 - 59.
32. *Sclater J.G., Fisher R.L.* Evolution of the East Central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninety-East Ridge // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974. V. 85. № 5. P. 683 - 702.
33. *Thompson G., Bryan W.B., Frey F.A.* Petrology and geochemistry of basalts and related rocks from DSDP Leg 22, Sites 214 and 216, Ninety-East ridge. Indian Ocean // *Trans. Amer. Geophys. Union*. 1973. V. 54. № 11. P. 1019 - 1021.
34. *Thompson G., Bryan W.B., Frey F.A., Sung C.M.* Petrology and geochemistry of basalts and related rocks from sites 214, 215, 217 DSDP Leg 22, Indian Ocean // *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1974. V. 22. P. 459 - 468.

## Magmatism, Geological History and Sea-Floor Geodynamics of the Indian Ocean: Paleocene - Pleistocene

**G. L. Kashintsev**

*Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Paleotectonic reconstructions for the Indian Ocean of the 65 - 0 Ma period revealed the history of its magmatic activity as related to the sea-floor geodynamics. During the analyzed time interval, magmatism in the Indian Ocean was characterized by two geochemically different rock series of mixed and differentiated types. Throughout the last 65 Ma, the mantle under the ocean retained its heterogeneity. The western and southeastern parts of the ocean correspond to two geochemical provinces. The boundary between them is near the triple junction of Mid-Indian ridges. Different geochemical features of volcanic rocks are related to the initially heterogeneous mantle, which in turn was experiencing enrichment in incompatible elements supplied by fluid flows circulating in the mantle.

УДК 551.243.8(574.11+535)

## МИФ ОБ УРАЛО-ОМАНСКОМ ЛИНЕАМЕНТЕ

© 1994 г. Ю. Г. Леонов

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 01.11.93 г.

Поразительно живучими оказываются некоторые – безусловно ошибочные в свете современных знаний – понятия, введенные некогда в обиход на недостаточном или произвольно истолкованном материале. К их числу относится Урало-Оманский линеамент. Представление о нем прочно укоренилось с 1936 года работами Р. Фюрона, который понимал эту структуру как Урало-Оман-Мадагаскарский линеамент или ось [13]. Выделение данного линеамента представляет пример объединения под видом единого элемента структур, лежащих на простирании друг друга, но не имеющих кроме этого ничего общего и даже не обладающих непрерывностью в плане (рисунок). Описание и полное перечисление этих структур здесь не приводится, так как это неоднократно делалось в других работах [2, 4].

Между тем, Урало-Оманскому линеаменту отводится существенная роль в региональных и теоретических обобщениях. Например, в работе В.Е. Хаина [11] эта структура рассматривается как граница отрезков альпийского пояса с существенно различными особенностями строения и истории формирования. Ф.Я. Корытгов и В.Л. Овчинников [5] сделали выводы о минерагенических особенностях линеамента, описываемого под названием Урало-Ирано-Оманского пояса. Главное же заключается в том, что Урало-Оманский линеамент во всех апеллирующих к нему работах, хотя бы этого авторы или нет, выступает в роли крупнейшего элемента структурного каркаса, общего для Евразийского континента и альпийского пояса (Тетиса) – гигантского стержня, на котором жестко закреплены тектонические единицы. Признание линеамента практически исключает возможность относительных горизонтальных перемещений Евразийского континента в целом, тектонических единиц альпийского пояса и гондванских континентальных масс. Однако представления о больших горизонтальных перемещениях на этой площади имеют под собой серьезные основания [10, 12, 17, 18]. Иллюзорность Урало-Оманского линеамента была отмечена И.М. Сборщиковым [9].

Казалось бы, представления об Урало-Оманском линеаменте обречены на забвение по мере накопления противоречащих ему фактов. Но этого, как ни странно, не происходит, и в литературе, вплоть до последних лет, встречаются построения, в том числе касающиеся крупных проблем, исхо-

дящие из реальности его существования [1, 6]. Это побуждает еще раз вернуться к данному вопросу.

Для обоснования Урало-Оманского линеамента приводят две группы доводов. Во-первых, постулируется наличие непрерывной системы (пояса) субмеридиональных структур, включающих Урал и продолжающихся через территорию альпийского пояса и даже к югу от него. Во-вторых, линеаменту придается роль границы между провинциями с разными современными и палеотектоническими характеристиками, лежащими к западу и востоку от него. Обе группы доводов не выдерживают критики.

Отрицательное отношение к линеаменту не касается Уральской и Среднеазиатской его частей. На евразийской плите его выделение оправдано, но только как внутренней структуры этой плиты. Южноуральские структуры прослеживаются на юг по меньшей мере до широты г. Ургенч – до поперечной по отношению к ним Мангышлакско-Предкзылкупумской системы разломов [4]. Далее к югу на территории Туранской плиты (примерно до района г. Мары) вновь трассируется, хотя и с некоторым смещением в плане, серия субмеридиональных погребенных разрывов (Мургаб-Байрамалинская зона, Беурдешикский разрыв) и валобразных поднятий. В геометрическом смысле они лежат на простирании уральских структур, что дает хоть какие-то основания рассматривать те и другие как единый линеамент.

Но дальше в пределы альпийского пояса субмеридиональные структуры не переходят.

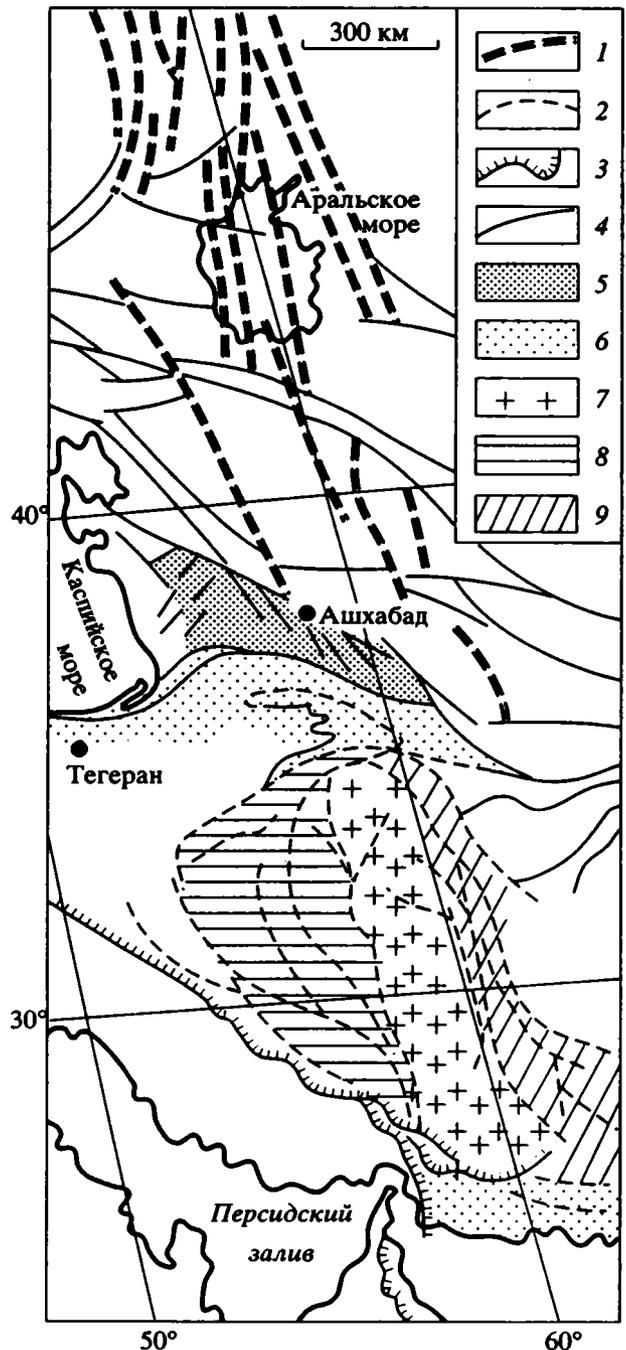
Структурный рисунок северных цепей альпийского пояса в рассматриваемом сечении – в Копетдаге, Алладаг-Биналуде, Хороссане полностью определяется восток-юго-восточным и до юго-восточных и субширотными, т.е. альпийскими простираниями тектонических элементов. Единственными секущими структурами здесь являются сдвиги, особенно широко развитые в Копетдаге. Правые, юго-восточного простирания, в восточной и центральной его частях, левые, юго-западного простирания, – в западной. Но они не имеют отношения к линеаменту, представляя собой элементы парагенеза структур, сформированных в общей позднеальпийской субмеридиональной обстановке сжатия [8]. Других поперечных, и тем более субмеридиональных структур в этой части

пояса не обнаруживается на геологических картах и обобщающих тектонических схемах [3, 8, 14].

Некоторые авторы на продолжении субмеридиональных структур южных районов Туранской плиты помещают так называемый Герирудский разрыв, поперечный к разрывам и складкам альпийского простираия [4]. Но это вымышленное нарушение, не подтвержденное наблюдениями. Ни Герирудский разрыв, ни какие-либо другие структуры субмеридионального простираия, которые можно соотнести с линеаментом, не выявляются и на космических снимках, что следует, в частности, из работы [16]. Позже это же было подтверждено А.И. Васильчук при специальном изучении космоснимков с этой целью. Концептуальный характер Герирудского разрыва наглядно виден на примере создания Геологической карты Среднего Востока [15]. На красочной пробе карты этот разрыв не был показан. Затем, в изданной версии, его нанесли пунктиром по живому месту, по-видимому, руководствуясь необходимостью его существования как неотъемлемой составной части Урало-Оманского линеамента.

Аналогичная ситуация наблюдается и в самых южных цепях альпийского пояса – на широте впадины Джаз-Муриан, в Макране и Белуджистане, где господствуют субширотные альпийские простираия без признаков поперечных структур. Не соответствует действительности утверждение А.В. Горячева [4], что пограничные разрывы Лутского блока прослеживаются до побережья Оманского залива. Что касается самого Омана, то в данном контексте он вообще оказывается не при чем. Оман находится несколько в стороне от рассматриваемой меридиональной полосы и, кроме того, альпийские комплексы (офиолитовые покровы) находятся там в аллохтонном залегании и не могут служить критерием в обсуждаемом вопросе.

Между северными и южными альпийскими цепями располагается сложный тектонический ансамбль, главными элементами которого являются Лутский блок с ограничивающими его разрывами и Забол-Белуджистанский складчатый пояс. Эти элементы действительно обладают субмеридиональным простираием. Забол-Белуджистанский пояс имеет изогнутую форму с доминирующим по протяженности субмеридиональным отрезком. Но эта ориентировка не имеет отношения к Урало-Оманскому линеаменту. Показано, что современная структура данной площади представляет мозаику (коллаж) фрагментов разного происхождения и является результатом горизонтальных перемещений и вращения отдельных блоков на протяжении мезозоя и кайнозоя [7, 10, 12, 17, 18]. В частности, блок Лут входит как составная часть в Восточно-Иранский микроконтинент (микроплиту), который, по-видимому, также не является гомогенным образованием, но представляет собой аккреционное сооружение, состоящее из



Элементы тектонической структуры "Урало-Оманского линеамента".

1 – меридиональные и субмеридиональные разрывы Южного Урала и Туранской платформы, 2 – разрывы внутренних зон альпийского пояса, занявших современное положение в результате латерального перемещения и вращения блоков (Восточно-Иранского "микроконтинента", блока Лут и др.), 3 – границы аллохтонных офиолитовых пластин Хороссана, Загрота, Омана, 4 – прочие разрывы Туранской платформы и Копетдага, включая сдвиги, 5 – складчатая зона Копетдага, 6 – северные и южные (Макран) цепи альпийского пояса, 7 – блок Лут, 8 – аккреционные (?) комплексы Восточно-Иранского "микроконтинента", 9 – Забол-Белуджистанская складчатая зона.

разнородных спрессованных друг с другом фрагментов земной коры, очевидно, типа террейнов [7]. По палеомагнитным данным и механизмам очагов землетрясений, блок Лут испытал и продолжает испытывать вращение против часовой стрелки [18]. Таким образом, субмеридиональную современную ориентировку названных элементов приходится рассматривать как случайную, не имеющую отношения к Урало-Оманскому линеаменту.

Сказанное позволяет сделать заключение, что тектоническая структура альпийского пояса не дает оснований для выделения в его пределах Урало-Оманского линеамента.

Не находится таких оснований и в тектонической истории пояса. Здесь не место для подробного анализа этого вопроса. Но можно сказать, что каких-то крупных и тем более резких изменений в характере тектонического строения альпийского пояса по разные стороны от предполагаемого линеамента не наблюдается [11]. По обе стороны от него пояс имеет принципиально однотипное строение: и там и здесь – это сложная смесь фрагментов разнотипных элементов, приведенных в современную позицию в итоге латеральных перемещений и интенсивного коллизионного сдавливания. Латеральные изменения по простиранию пояса происходят сравнительно постепенно и не приурочены к определенной линии или полосе.

Таким образом, совокупность имеющихся данных свидетельствует, что субмеридиональные структуры и направления, которые могли бы отождествляться с Урало-Оманским линеаментом, через альпийский пояс не прослеживаются. Следовательно, представление об Урало-Оманском линеаменте во всяком случае как об элементе, имеющем хоть какое-то выражение в тектонической структуре, должно быть оставлено. Это, в свою очередь, влечет за собой необходимость ревизии базирующихся на нем представлений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алейников А.Л., Беллавин О.В. Урал в системе планетарных линеаментов // Земная кора и пол. ископ. Урала. Екатеринбург: Наука, 1993. С. 3 - 9.
2. Буш В.А., Козлов В.В., Севастьянов В.И., Коваленков В.В. Космогеологические исследования Урало-Оманского суперлинеамента // Исслед. Земли из космоса. 1980. № 4. С. 13 - 17.
3. Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М.: Недра, 1973. 381 с.
4. Горячев А.В. О строении и структурном положении Урало-Оманской зоны глубинных разломов // Геотектоника. 1980. № 1. С. 56 - 71.
5. Корытов Ф.Я., Овчинников Л.Н. Урало-Оманский минерагенический пояс // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 5. С. 1175 - 1178.
6. Кузнецов О.Л., Муравьев В.В., Трубицын В.П. Плюмогенный механизм структуризации геологического пространства // Международ. научная конф. "Геофизика и современный мир". М.: Недра, 1993. С. 123.
7. Леонов Ю.Г. Коллаж гондванских и палеозойских элементов в инфраструктуре альпид Среднего Востока // Геотектоника. 1993. № 1. С. 23 - 32.
8. Расцветаев Л.М. Альпийская структура Средней Азии и смежных областей // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 105 - 122.
9. Сборщиков И.М. Тектоника Афганистана и проблемы структурной эволюции альпийского пояса // Геотектоника. 1976. № 3. С. 58 - 73.
10. Сборщиков И.М. Закрытие Тетиса и тектоника восточной части альпийского пояса // Геотектоника. 1988. № 3. С. 3 - 13.
11. Хаин В.Е. Региональная тектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 343 с.
12. Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E. et al. Geological Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias // Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 241 - 315.
13. Furon R. Sur l'existence d'un Ouralien determinant la structure du Plateau Iranien // Acad. Sci. Compte Rend. 1936. Т. 203. № 10. P. 3 - 35.
14. Geological Map of Iran. Scale 1 : 2 500000 / Compiled by A. Haghypour and A. Aghanabati. Tehran. Geol. Survey of Iran, 1985.
15. Geological Map of the Middle East. Scale 1 : 5000000 / Compiled by A. Aghanabati. Tehran. Geol. Survey of Iran, 1986.
16. Mohajer-Ashjai A., Behzadi H., Berberian M. Reflections on the rigidity of the Lut block and recent crustal deformation in Eastern Iran // Tectonophysics. 1975. V. 25. P. 281 - 301.
17. Ricou L.-E., Zonenshain L.P., Dercourt J. et al. Methodes pour l'établissement de neuf cartes paléogeographiques de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias // Bull. Soc. Géol. France. 1985. Ser. 8. Т. 1. № 5. P. 625 - 635.
18. Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Pechersky D.M., Sibuet J.-C. Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic // Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 37 - 82.

Рецензенты: А.И. Суворов, В.И. Шолпо

УДК 551.248.2(470.6)

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ  
ТЕРСКО-СУНЖЕНСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ)

© 1994 г. Н. А. Касьянова

Геологический факультет МГУ, Москва

Поступила в редакцию 19.01.93 г.

Изучение современных геодинамических процессов в пределах Терско-Каспийского прогиба почти 20 лет производится при помощи повторных высокоточных геодезических и магнитных измерений. На Грозненском геодинамическом полигоне первые выполняются с 1976 года (Институт геологии и разведки горючих ископаемых), а магнитные измерения, проводимые Институтом прикладных проблем механики и математики АН Украины, с 1986 года. За это время выполнено несколько региональных профилей меридионального простираения (Терский, Акташский, Буйнакский и др.), секущих основные структурные зоны Терско-Каспийского прогиба.

Наиболее изученным является Терский профиль (рис. 1), в пределах которого проведено четыре цикла высокоточных нивелировок (май и октябрь 1978 г., август 1987 г. и август 1988 г.) и пять циклов магнитных наблюдений (апрель и сентябрь 1986 г., июнь 1987 г., сентябрь 1988 г. и сентябрь 1989 г.). Каждый новый цикл измерений требует пересмотра материалов повторных геодинамических исследований с целью уточнения особенностей реализации современных геодинамических процессов в земной коре. При этом следует отметить, что наиболее надежная информация о современной геодинамике может быть получена путем комплексного анализа результатов циклов различного рода наблюдений, проведенных одновременно по одному и тому же профилю, как уже проводившиеся исследования по Терскому профилю [1, 5, 6]. Однако в комплексном анализе были порой использованы данные циклов наблюдений, разница во времени проведения которых доходила до 10 лет и более. Накопленные материалы повторных геодинамических исследований, выполнение которых совпадает во времени, позволяют интерпретировать современное тектоническое поле напряжения в земной коре в условиях сложной геодинамической обстановки с большей точностью.

В. Г. Кузнецова и В. Е. Максимчук [1] отмечают высокую степень сопоставимости данных магнит-

ных исследований 1986 - 1988 годов с данными повторного нивелирования по Терскому профилю: положительные аномалии изменения магнитного поля соответствуют аномалиям восходящих современных вертикальных движений земной коры. Однако авторы используют при этом результаты нивелировок 1976 - 1979 годов, когда Терская и Сунженская антиклинальные зоны испытывали малодифференцированный подъем (рис. 26). Вместе с тем, изменения превышений по профилю за интервал времени 1982 - 1988 годов, являющиеся более близкими к периоду проведения магнитных исследований, свидетельствуют о том, что Терская и Сунженская антиклинальные зоны в этот период оказались вовлеченными в погружение и характеризовались отрицательными тектоническими движениями земной коры. На основании данных по-

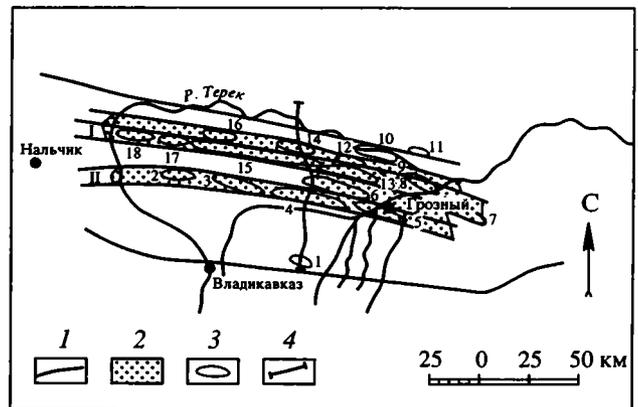


Рис. 1. Тектоническая схема центральной части Терско-Каспийского прогиба и местоположение Терского профиля.

1 – зоны основных глубинных разломов; 2 – антиклинальные зоны: I – Терская, II – Сунженская; 3 – нефтегазовые площади (1 – Датыхская, 2 – Заманкульская, 3 – Карабулак-Ачалукская, 4 – Серноводская, 5 – Октябрьская, 6 – Старогрозненская, 7 – Гудермеская, 8 – Брагунская, 9 – Ястребиная, 10 – Правобережная, 11 – Червленая, 12 – Минеральная, 13 – Хаян-Кортговская, 14 – Эльдаровская, 15 – Малгобекская, 16 – Северо-Малгобекская, 17 – Ахловская, 18 – Арак-Далатарекская); 4 – линия Терского профиля.

КАСЬЯНОВА

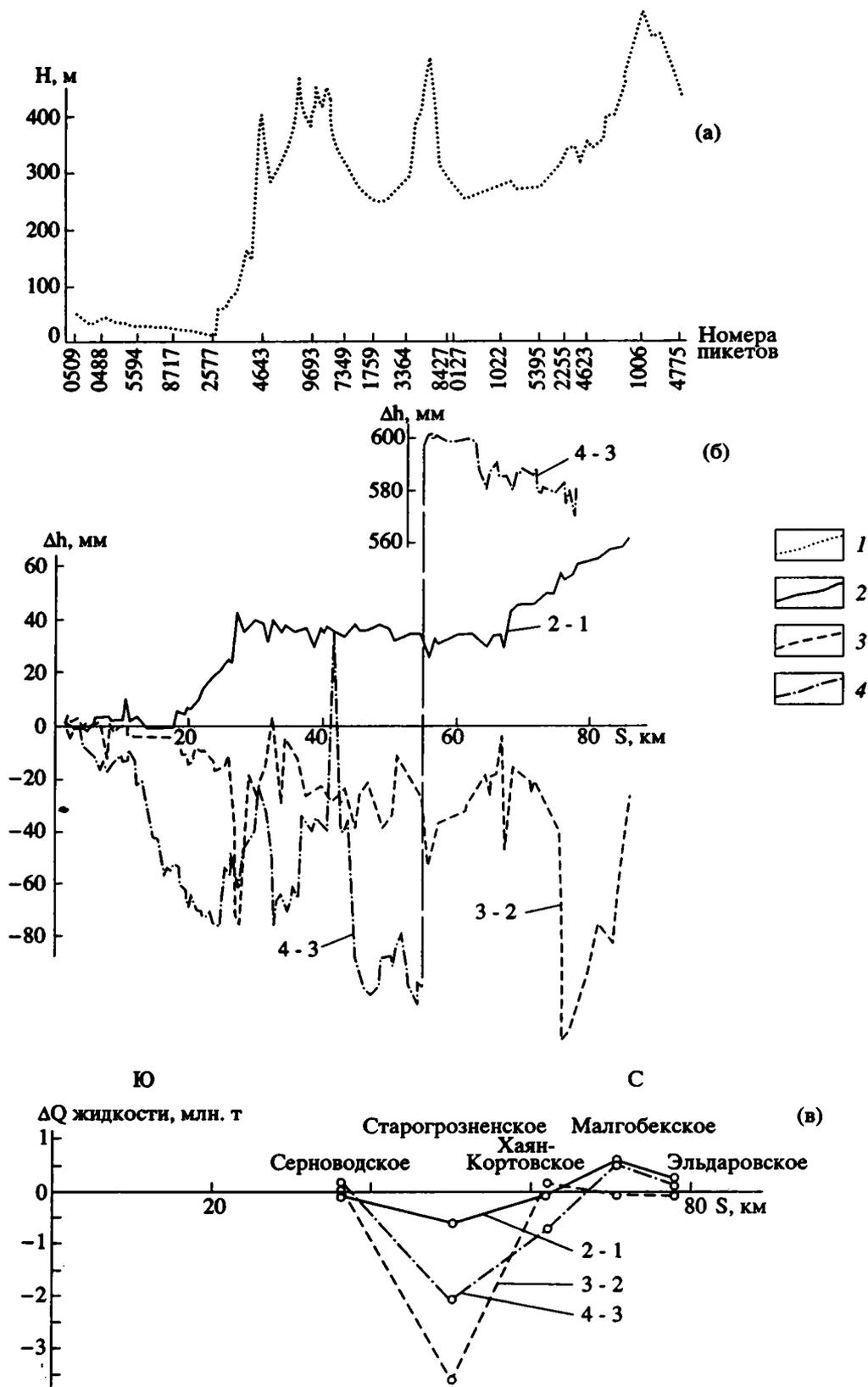


Рис. 2. Графики современного рельефа земной поверхности (а), современных вертикальных тектонических движений земной поверхности (б) и добычи жидкости из верхнемеловых залежей нефтегазовых месторождений по Терскому профилю (в). 1 – линия современного рельефа; 2 - 4 – изменение превышений и добычи жидкости за периоды: 2 – октябрь - май 1978 г. (2 - 1), 3 – август 1987 г. - октябрь 1978 г. (3 - 2); 4 – август 1988 г. - август 1987 г. (4 - 3).

вторных магнитных наблюдений 1986 - 1988 годов В.Г. Кузнецова и В.Е. Максимчук сделали вывод, что Терская антиклинальная зона характеризуется стабильно повышенными значениями  $\Delta T$  (изменения геомагнитного поля), а Сунженская – также испытывает устойчивое во времени повышение значений  $\Delta T$ , за исключением интервала сентябрь - апрель 1986 г., когда аномальных изменений не отмечалось (рис. 3а). При этом для сопоставления использовались значения изменений магнитного поля всех циклов наблюдений относительно первого цикла (апрель 1986 г.) наблюдения, а именно: 2 - 1 (сентябрь - апрель 1986 г.), 3 - 1 (июнь 1987 г. - апрель 1986 г.), 4 - 1 (сентябрь 1988 г. - апрель 1986 г.), 5 - 1 (сентябрь 1989 г. - апрель 1986 г.). Выбранные интервалы времени позволяют получить информацию только о результирующих изменениях магнитного поля относительно времени проведения первого цикла наблюдений, т.е. результаты наблюдений за интервал 3 - 1 включают результаты наблюдений за 2 - 1 и т.д., неся в себе повторяющуюся информацию. Для выяснения хода изменения магнитного поля от одного цикла наблюдения к другому нами проведен пересчет значений изменения магнитного поля и их анализ для интервалов времени 2 - 1, 3 - 2, 4 - 3 и 5 - 4<sup>1</sup>, что позволило выявить некоторые особенности динамики магнитного поля по Терскому профилю.

На рис. 3б обращает на себя внимание выраженный инверсионный характер изменения магнитного поля. Так, Сунженская антиклинальная зона (пк 12 - 15) с апреля по сентябрь 1986 г. характеризуется спокойным отрицательным полем  $\Delta T$ , которое к июню 1987 г. сменяется на резко аномальное положительное (+4 нТл); к сентябрю 1988 г. на фоне положительного поля  $\Delta T$  аномальные значения почти отсутствуют; к сентябрю 1989 г. изменения магнитного поля, оставаясь малодифференцированными, меняют свой знак на отрицательный. Терская антиклинальная зона (пк 27 - 31) характеризуется отчетливо выраженными аномалиями  $\Delta T$ , достигающими наибольших значений и периодически изменяющими свой знак во времени. Так, значительное повышение  $\Delta T$  за интервал сентябрь - апрель 1986 г. к июню 1987 г. сменяется относительно меньшим по амплитуде понижением  $\Delta T$ . К сентябрю 1988 г. произошло резкое повышение значений  $\Delta T$ , достигающее максимальных значений (+18 нТл) на ПК 28, к сентябрю 1989 г. вновь наблюдается резкое изменение магнитного поля, выраженное в понижении значений  $\Delta T$  до -15 нТл на ПК 28.

<sup>1</sup> В статье использованы также данные пятого цикла (сентябрь 1989 г.) магнитных наблюдений, заимствованные из фондового материала В.Г. Кузнецовой и В.Е. Максимчук (1991 г.).

Таким образом, на фоне устойчивого во времени повышения значений  $\Delta T$  в пределах Терской и Сунженской антиклинальных зон, установленного в результате анализа динамики магнитного поля за интервалы 2 - 1, 3 - 1, 4 - 1, 5 - 1 (рис. 3а), выделяются короткопериодные (порядка одного года) колебательные изменения  $\Delta T$ , выявленные на основе анализа динамики магнитного поля за интервалы 2 - 1, 3 - 2, 4 - 3, 5 - 4 (рис. 3б).

Сопоставляя результаты изучения современных вертикальных тектонических движений земной коры с данными магнитных исследований по Терскому профилю, следует отметить, что по времени проведения этих исследований совпадают только циклы наблюдений 1987 и 1988 годов. Анализ изменений превышений четырехкратного нивелирования свидетельствует о колебательном характере современных вертикальных движений земной коры в пределах Терско-Сунженской антиклинальной зоны (рис. 2б). Так, за период октябрь - май 1978 г. эта зона отличается малой тектонической активностью и слабыми поднятиями. На кривой изменения  $\Delta h$  за август 1987 - октябрь 1978 годов фиксируется инверсия вертикальных движений, интенсивность которых более дифференцирована, чем в предыдущий период времени. За интервал август 1988<sup>2</sup> - август 1987 годов произошла резкая дифференциация современных вертикальных тектонических движений земной коры вдоль профиля не только по интенсивности, но и по знаку движений. В частности, в пределах Сунженской антиклинальной зоны на фоне общего интенсивного погружения отдельные структурные блоки испытали значительный по амплитуде относительный подъем (Серноводская структура). Обращает на себя внимание резкая смена знака вертикальных движений между пикетами 8427 и 0127 (рис. 2б), разность превышений между которыми составила +695.7 мм, в то время как фоновые изменения  $\Delta h$  между пикетами колеблются в основном от  $\pm 0.1$  до  $\pm 20$  мм. Естественно, что факт высокоаномального изменения превышений требует специального изучения. При этом следует исключить предположение о возможной погрешности при производстве полевых геодезических измерений, т.к. проведение высокоточного нивелирования выполняется дважды в прямом и обратном направлениях профиля, что исключает, в первую очередь, грубые ошибки, не считая других видов жесткого контроля в процессе самого нивелирования.

Следует отметить, что участок, где фиксируется резкая смена знака современных вертикальных движений земной коры, в плане совпадает с зоной глубинного разлома широтного простирания, ограничивающего Терскую антиклинальную зону

<sup>2</sup> Результаты нивелирования, выполненного в августе 1988 г., в полном объеме по Терскому профилю публикуются вперые.

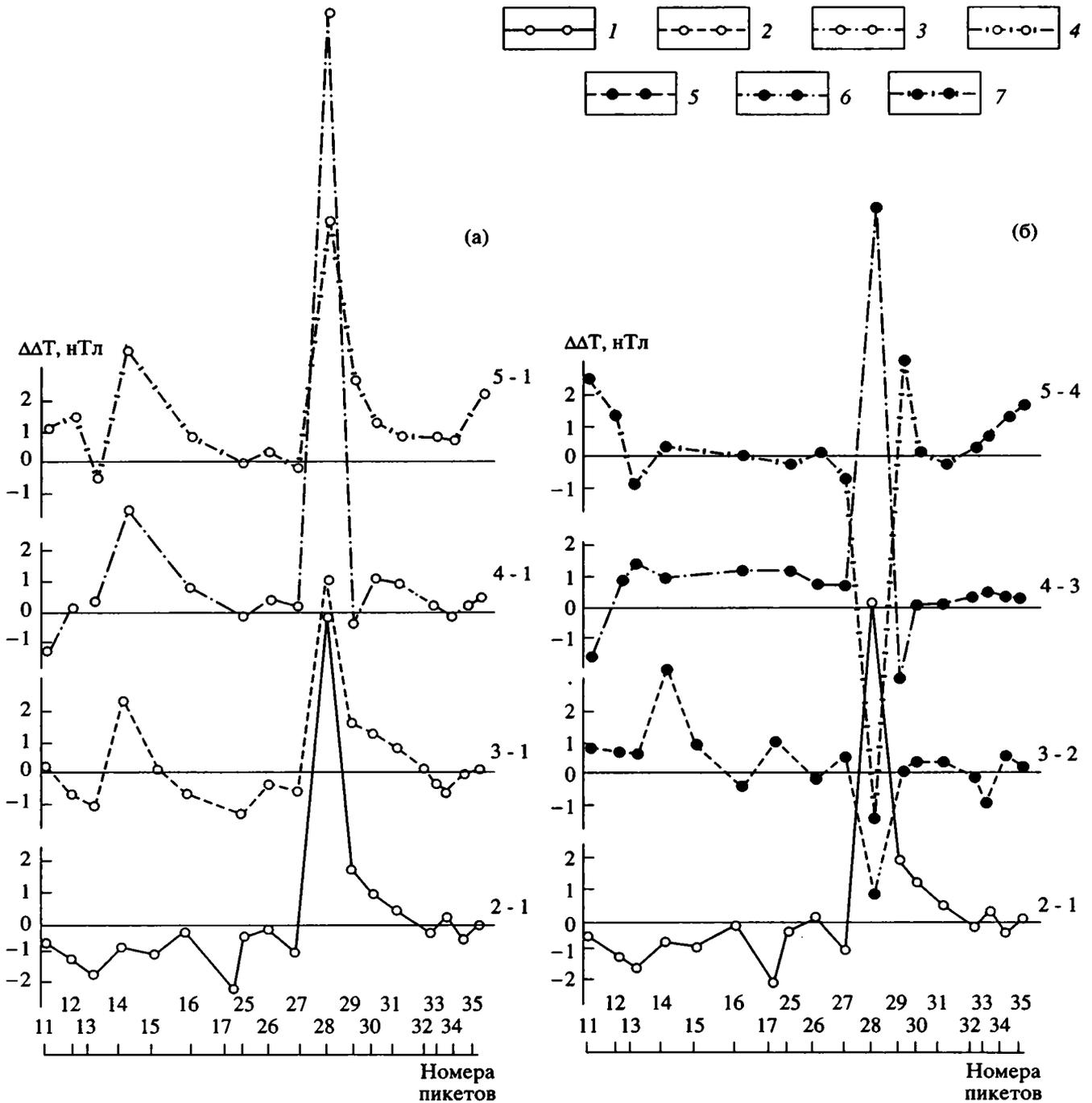


Рис. 3. Графики пространственно-временного изменения магнитного поля. а – относительно первого цикла наблюдения [1], б – относительно предыдущего цикла наблюдения.

1 - 7 – изменение магнитного поля за периоды: 1 – сентябрь - апрель 1986 г. (2 - 1), 2 – июнь 1987 г. - апрель 1986 г. (3 - 1), 3 – сентябрь 1988 г. - апрель 1986 г. (4 - 1), 4 – сентябрь 1989 г. - апрель 1986 г. (5 - 1), 5 – июнь 1987 г. - сентябрь 1986 г. (3 - 2), 6 – сентябрь 1988 г. - июнь 1987 г. (4 - 3), 7 – сентябрь 1989 г. - сентябрь 1988 г. (5 - 4).

на юге (рис. 1). Таким образом, Терская зона, в отличие от Сунженской, за период август 1988 - август 1987 годов испытывала подъем. Интерес может представлять также тот факт, что эпицентральная область Горагорского землетрясения, происшедшего 3 августа 1989 г. (координаты  $\varphi =$

$= 43^{\circ}.5$ ;  $\lambda = 45^{\circ}.2$ ) с магнитудой 5.1 - 5.5, глубиной очага 13 км и силой 7 баллов, приходится как раз на широтный участок высокоамплитудных разнонаправленных современных вертикальных движений земной коры. Это может явиться еще одним свидетельством взаимосвязи медленных верти-

кальных и быстрых сейсмических тектонических движений, когда периодам подготовки землетрясения соответствуют аномалии в развитии вертикальных движений, на что ранее указывал Д.А. Лилиенберг [2]. В мировой практике изучения современных вертикальных тектонических движений земной коры явления резкого и значительного по амплитуде подъема (60 - 80 см и более) земной поверхности устанавливались редко, но они всегда предшествовали сильным землетрясениям [3, 7, 9]. В.Г. Кузнецова и В.Е. Максимчук (1991 г.) при изучении динамики магнитного поля вдоль Терского профиля отметили перед Горгорским землетрясением (03.08.1989 г.) аномальное изменение поля: значения  $\Delta T$  с сентября 1988 г. по сентябрь 1989 г. резко уменьшились на 7.9 нТл.

Исследования последних лет показали, что современная геодинамика проявляется не только в деформационных, но и флюидодинамических процессах [1, 4, 5, 6]. Последние во многом определяют особенности нефтегазоносности осадочных бассейнов [8]. В данной статье приведены результаты анализа изменения добычи жидкости (нефтеводяной смеси) из верхнемеловых залежей месторождений, через которые проходит Терский профиль, на даты проведения повторных нивелировок (рис. 2в). Так, интервал октябрь 1978 - май 1978 года знаменателен для Серноводской, Старогрозненской и Хаян-Кортовской площадей снижением добычи жидкости. В это время указанные площади характеризовались положительными малоамплитудными тектоническими подвижками и вели себя как единый структурный блок. Малгобекская и Эльдаровская площади испытывали интенсивный подъем земной поверхности и характеризовались увеличением добычи жидкости. С октября 1978 г. по август 1987 г. на фоне резкого погружения Терской и Сунженской антиклинальных зон отмечается относительный подъем земной поверхности в пределах Серноводского и Хаян-Кортовского месторождений, с чем, видимо, связано увеличение добычи жидкости из верхнемеловых залежей этих месторождений. Старогрозненская, Малгобекская и Эльдаровская площади в рассматриваемый интервал времени на фоне общего погружения характеризовались менее дифференцированными вертикальными движениями и испытывали сравнительно меньший по амплитуде относительный подъем. Добыча жидкости на этих месторождениях в данный период резко падает. С августа 1987 г. по август 1988 г., несмотря на продолжение нисходящих движений земной коры в пределах Сунженской антиклинальной зоны, Серноводская площадь продолжает испытывать относительный подъем. Добыча жидкости на этой площади еще более увеличивается. Старогрозненская площадь характеризуется устойчивым опусканием земной коры и снижением добы-

чи жидкости. Как указывалось выше, в рассматриваемый интервал времени произошел резкий и значительный по амплитуде подъем структурного блока Терской антиклинальной зоны, к которому приурочены Хаян-Кортовская, Малгобекская и Эльдаровская площади. Из них Хаян-Кортовская площадь характеризуется безаномальным изменением  $\Delta h$  и снижением добычи жидкости, Малгобекская площадь – более дифференцированными тектоническими движениями и увеличением добычи жидкости, Эльдаровская – слабой тектонической активностью и незначительным снижением добычи жидкости из верхнемеловых залежей.

## ВЫВОДЫ

В результате проведенного анализа прослеживается корреляция добычи на нефтегазовых месторождениях с направленностью и интенсивностью современных тектонических движений земной коры в пределах Терско-Сунженской антиклинальной зоны. Добыча увеличивается с увеличением интенсивности относительного современного подъема земной поверхности в пределах нефтегазовых площадей, наблюдающегося как на фоне региональных современных восходящих, так и нисходящих движений земной коры. При этом колебательный характер современных тектонических движений земной коры региона находит отражение в изменениях добычи жидкости. На основе вышесказанного направленность и степень современной тектонической активности территории в пределах нефтегазовых месторождений можно правомерно считать одними из критериев нефтеотдачи недр в их пределах.

Автор статьи выражает глубокую признательность В.А. Сидорову и В.Е. Франтову (ИГиРГИ), любезно предоставившим для исследования материалы повторного нивелирования.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецова В.Г., Максимчук В.Е. Результаты тектономагнитных исследований для изучения структуры и современной геодинамики литосферы Терско-Каспийского прогиба // Геофиз. журн. 1991. Т. 13. № 6. С. 47 - 55.
2. Лилиенберг Д.А. Общие и региональные закономерности современной геодинамики Кавказа (по геоморфологическим и инструментальным данным) // Современ. движения земной коры. Киев: Наук. Думка, 1980. С. 204 - 217.
3. Никонова К.И., Никонов А.А. Изучение современных движений земной коры в зоне разлома Сан Андреас (обзор американских исследований) // Современ. движения земной коры. 1973. № 5. С. 643 - 650.

4. *Осика Д.Г.* Флюидный режим сейсмически активных областей – основа оперативного прогноза землетрясений // Вопросы сейсмичности Восточного Предкавказья. Махачкала: Дагкнигиздат, 1989. С. 156 - 165.
5. *Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О.* Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: Наука, 1989. 183 с.
6. *Сидоров В.А., Багдасарова М.В., Атанасян С.В. и др.* Современная геодинамика и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. 199 с.
7. *Трифонов В.Г., Караханян А.С., Кожурин А.И.* Спитакское землетрясение как проявление современной тектонической активности // Сов. геология. 1990. № 6. С. 46 - 60.
8. *Хаин В.Е., Соколов Б.А.* Флюидодинамический анализ – новый этап развития учения о нефтегазоносности осадочных бассейнов // Флюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов. М.: Наука, 1989. С. 5 - 12.
9. *Энман В.Б.* Современные движения земной коры и землетрясения // Современ. движения земной коры. 1973. № 5. С. 633 - 642.

Рецензенты: Н.В. Короновский, В.А. Сидоров

УДК 551.243

## АДВЕКЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ В СВЕТЕ ДАННЫХ О ДЕФОРМАЦИЯХ ЕГО ФУНДАМЕНТА

(по поводу статьи В.Н. Шолпо "Гипотеза адвекции и структура ядерной части  
инверсионных антиклинорий Большого Кавказа")

© 1994 г. М. Л. Сомина

*Объединенный институт физики Земли РАН, Москва*

Поступила в редакцию 05.10.93 г.

Происхождение полной складчатости в осадочном выполнении подвижных (геосинклинальных) поясов относится к числу длительно дебатировавшихся, но еще не до конца решенных тектонических проблем принципиального значения. Интересный, оригинальный и стимулирующий дискуссии вклад в изучение этой проблемы, как известно, внесла школа В.В. Белоусова, представителями которой более 30 лет назад выдвинута модель складкообразования, получившая название гипотезы глубинного диапиризма, или адвекции.

Суть этой гипотезы, разработанной на материале Большого Кавказа, – так, как ее и сейчас излагает В.Н. Шолпо, один из ее наиболее последовательных защитников и пропагандистов, – следующая. В наиболее глубоких частях геосинклинальных прогибов в обстановке повышенного теплового потока и начального метаморфизма происходит дегидратация мощных глинистых толщ лейаса, составляющих нижнюю часть осадочного геосинклинального разреза Большого Кавказа. Дегидратация приводит к разуплотнению этих толщ, появлению инверсии плотностей, подъему менее плотных масс кверху наподобие диапиров в более плотных породах. В результате создается локальная обстановка горизонтального сжатия, приводящая к интенсивной деформации глинистых пород. Сам диапир оказывает расширяющее воздействие на вмещающие толщ, в которых также возникает линейная складчатость. Общего сокращения ширины геосинклинального прогиба не требуется, т.е. сохраняется фиксированная основа представлений об эволюции подвижного пояса.

Постановка проблемы. Автор настоящей рецензии в 1980 г. обратил внимание коллег по лаборатории В.В. Белоусова – сторонников данной гипотезы – на то, что ими не изучен и, по существу, неверно трактуется вопрос о поведении во время деформации комплексов пород, находящихся ниже глинисто-сланцевых толщ лейаса и имеющих иной состав, – гранитно-метаморфического фундамента, верхнепалеозойских моласс, базальных пачек юры и др. Действительно, В.Н. Шолпо

[5, с. 142] утверждал, что "глубинный диапиризм в том виде, как он проявился на Большом Кавказе, захватывает только толщу осадочных пород". Вместе с тем уже давно в работах Г.Д. Аджирея, М.Л. Сомина, Ш.А. Адамия и др. было отмечено, что там, где деформация юрского чехла интенсивна, кристаллический фундамент также дислоцируется и составляет ядра альпийских сильно сжатых структур. В связи с этим мной был поставлен вопрос: если глубинный диапиризм обусловлен только автономным процессом разуплотнения глинистого материала чехла, то каким же образом в синхронную деформацию того же горизонтального сжатия вовлекаются совершенно иные по составу породы, в том числе и давно обезвоженные, практически не способные к разуплотнению за пределами областей гранитизации деформированные толщ фундамента и гранитоиды? За отсутствием другого разумного объяснения на этом основании был сделан вывод о решающем вкладе в формирование складчатости на Кавказе внешнего источника сжатия и общего сокращения [3].

С нашей точки зрения, следовательно, проблема сводится к вопросу, могут ли данные о совместных с глинистыми толщами деформациях "подсланцевых" комплексов неглинистого состава согласовываться с представлениями об адвекционной природе складкообразования, в которых, как и сейчас уверен В.Н. Шолпо, именно глинистая толща является "активным объемом, источником и движущей силой адвективных движений" [6, с. 95]. В.Н. Шолпо в своей статье ставит вопрос иначе, полагая, что "проблема сводится к поискам дна глубинного диапира" [6, с. 91]. Такая формулировка задачи некорректна. Во-первых, не определено, какие же структурные или иные признаки будут указывать на присутствие этого "дна". Как можно искать предмет или явление, облик которого неизвестен?

Во-вторых, и это главное, само проявление глубинного диапиризма в мезозойских геосинклинальных толщах Большого Кавказа в том виде и масштабе, как это предполагает В.Н. Шолпо, очень слабо обосновано и противоречит многим фактам геологии региона. Многие из этих проти-

воречий уже отмечали В.Е. Хаин, Ш.А. Адамия, И.П. Гамкрелидзе и другие авторы. Нет возможности и необходимости повторять все аргументы этих коллег, можно лишь напомнить о некоторых из них и сделать дополнительные замечания.

1. Сторонникам рассматриваемой гипотезы так и не удалось обнаружить в структуре мезозойских толщ Большого Кавказа зон растяжения, которые должны были бы возникать над поднимающимися диапирами.

2. Структурные соотношения глинистых толщ лейаса с более молодыми отложениями не имеют собственно диапирового (прорывающего) характера, так как обычно сохраняется стратиграфический характер границ с этими отложениями.

3. Крайне сомнительна способность пластичного диапирового тела создать вокруг себя обширную область интенсивной складчатости общего смятия. Известно, что вокруг настоящих (соляных, грязевых, магматических) диапиров нет сколько-нибудь значительных зон горизонтального сжатия, так как напряжения релаксируются внутри диапиров и над ними. К тому же простые расчеты на примере Сванетского “диапира” (Ш.А. Адамия) показали, что его внедрение могло бы обеспечить лишь малую часть деформаций, наблюдаемых в обрамляющих породах.

4. Нет никаких признаков повышения регионального теплового потока в момент проявления главных для Большого Кавказа позднеальпийских фаз складчатости, о чем, в частности, свидетельствует изотопное датирование пород фундамента.

5. Ф.Л. Яковлев [7] показал, что геосинклинальный чехол Большого Кавказа испытал общее двукратное горизонтальное сокращение за счет внешнего сжатия; этот вывод также остается не опровергнутым и даже не упоминается в рассматриваемой статье.

6. Само явление разуплотнения глинистых толщ – это только гипотеза, и вопрос о возможных причинах такого разуплотнения, как еще недавно признавал В.Н. Шолпо, также “не до конца решен” [2, с. 27].

Фактический материал. Знакомый с адвекционной гипотезой читатель был бы вправе ожидать, что В.Н. Шолпо приведет какой-то материал, подтверждающий автономность деформации глинистых “активных” толщ или другие данные, подкрепляющие эту гипотезу. Вместо этого мы обнаруживаем нечто прямо противоположное – в статье демонстрируется то, о чем уже давно говорили оппоненты ее автора: совместная деформация при горизонтальном сжатии глинистых толщ чехла, базальных кварцитов лейаса, доюрского дизского комплекса Сванетии, признается и альпийская деформация горизонтального сжатия допозднепалеозойского кристаллического фундамента. Справедливости ради отметим, что специальных описаний дислокаций базаль-

ных юрских кварцитов в литературе до сих пор не было (очевидно, по той причине, что в их совместной деформации с глинистыми толщами никто и не сомневался). Тем не менее, хотя приведенные В.Н. Шолпо на этот счет сведения интересны и полезны, нельзя не заметить, что их недостаточность для глубокого обсуждения вопроса о сравнительном поведении глинисто-сланцевых и кварцитовых толщ во время складчатости; в частности, не определен тип деформаций в кварцитах.

Значительно менее информативной и в целом противоречивой выглядит характеристика дизского комплекса, основанная исключительно на литературных данных. Остались в стороне такие важные для обсуждения аспекты его структуры, как наложенная складчатость, вергентность, специфика проявления разрывов и кливажа в его пределах и в лейасе и др. Регионально слабометаморфизованные породы комплекса почему-то называются “кристаллическими сланцами”.

Как это ни удивительно, но в статье ничего конкретно не сообщается о характере альпийских дислокаций в собственно кристаллическом фундаменте, хотя некоторые из его выступов, по мнению самого В.Н. Шолпо [5], расположены как раз в благоприятной для адвекции осевой полосе Большого Кавказа. Казалось бы, они должны были стать предметом особого внимания автора, тем более что наиболее известный из этих выступов, Дарьяльский, ранее им специально описывался [5]. Стоит напомнить, что этот выступ рассматривался В.Н. Шолпо как окруженная мигматитами среднеюрская интрузия с внутренней куполовидной структурой или, альтернативно, как ремобилизованный и пластически деформированный в альпийскую эпоху палеозойский гранит. Нетрудно показать, что первая трактовка ошибочна полностью, вторая – в значительной мере. Возраст гранитоидов, несомненно, доюрский, за “мигматиты” приняты классические милониты; признаков ремобилизации нет, в гранитоидах превалирует хрупкая деформация, куполовидная структура является плодом воображения. Сейчас В.Н. Шолпо предпочитает не затрагивать вопросы геологии этого района, который он обоснованно называл ключевым для анализа механизма структурообразования на всем Большом Кавказе.

Очень важно то, что над некоторыми выступлениями кристаллического цоколя Большого Кавказа чехол маломощный и малоглинистый, т.е. в принципе не способный к адвекции [4]. И тем не менее и здесь интенсивные дислокации продольного сжатия в системе чехол–фундамент бесспорны. Пытаясь ответить на поставленный нами [3, 4] вопрос о механизме деформаций в таких случаях, В.Н. Шолпо утверждает, что эти деформации были локальными и связанными со стадией воздымания Большого Кавказа в неоген-четвертичное время. Утверждение столь же смелое, сколь и неверное; оно голословно, поэтому подробно обсуждать его

не имеет смысла. Замечу лишь, что К-Аг возраст милонитов фундамента, синхронных кливажу чехла, во всех упомянутых В.Н. Шолпо выступах (Малая Лаба, Уруштен, Шоудид и др.), по определениям М.М. Аракелянц, не моложе 140 млн. лет, что полностью исключает новейший возраст деформаций.

В целом же, конечно, можно выразить удовлетворение тем, что приведенные в статье геологические данные, несмотря на их ограниченность, а частью и явно неверную интерпретацию, рисуют картину более правильно, чем это было в предыдущих работах В.Н. Шолпо, и подтверждают правоту его оппонентов, в том числе и рецензента, констатировавших совместную деформацию глинисто-сланцевых и “подсланцевых” толщ при горизонтальном сжатии.

**Обсуждение.** Признав факт общей деформации фундамента и чехла, но, по-видимому, будучи глубоко убежденным, что только гипотеза адвекции способна объяснить полную складчатость последнего, В.Н. Шолпо просто заключает: “Очевидно, ... кристаллические породы в той или иной мере вовлекаются в процесс адвекции” [6, с. 90]. Каким же образом это вовлечение происходит? Здесь выдвигается предположение о значительном сцеплении между адвектирующей глинистой толщей и нижележащими породами фундамента. Мы были бы вправе ожидать здесь хоть каких-то расчетов, адекватных физических экспериментальных данных или просто геологических наблюдений, подтверждающих могучую силу такого сцепления. Ничего этого в статье нет. Поэтому следует напомнить следующее.

Во-первых, на Большом Кавказе только видимая вертикальная мощность фундамента, захваченная синхронными с чехлом деформациями горизонтального сжатия, не меньше 2 км, причем признаков уменьшения этих деформаций с глубиной не отмечается. Максимальная же полная мощность глинистой части разреза лейаса вблизи от выходов фундамента – не более 1.5 км, местами же намного меньше. Простая логика подсказывает, что “захват” и подъем гранито-гнейсового фундамента в этих условиях вряд ли возможен.

Во-вторых, для границы чехол-фундамент характерно не “сцепление”, а наличие поверхностей тектонических срывов, по которым обычно срезается значительная часть базальных слоев (кстати, недоучет этих срывов дорого обходится на Большом Кавказе при разведке рудопоявлений).

В-третьих, в пределах глинистых толщ нет “плавающих” блоков “подсланцевых” пород, чего следовало бы ожидать, если бы процесс действительно развивался по типу диапиризма (в солях и ангидридах настоящих диапиров включения блоков подсолевых горизонтов достаточно характерны).

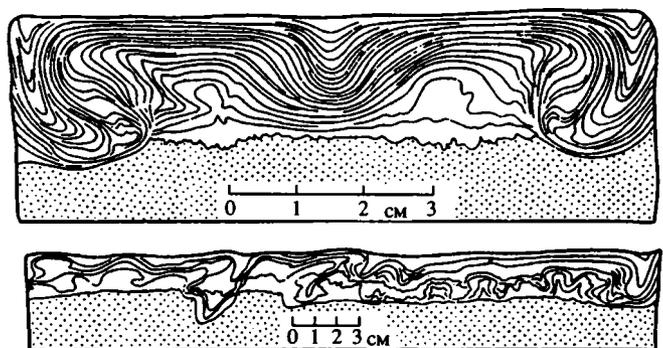
В-четвертых, и это особенно важно, в большом числе случаев имеются свидетельства существенно разной вязкости фундамента и чехла при

деформациях. В гранитном, ортогнейсовом, а нередко и в парагнейсово-сланцевом кристаллическом фундаменте альпийские деформации сжатия выражены главным образом милонитизацией, катаклизом, появлением разрывов, иначе говоря, имеют существенно хрупкий характер, тогда как в глинистом чехле синхронно развивается пластическая деформация изгиба.

Все эти обстоятельства совершенно не учтены В.Н. Шолпо. Поэтому никак нельзя признать корректным его обращение к экспериментам Х. Рамберга и М.А. Гончарова, в которых использовался материал, различавшийся лишь по плотности. Более того, заметим, что в опытах Х. Рамберга вообще нет никакого “фундамента”, о котором пишет В.Н. Шолпо. Как видно из рис. 4 статьи, нижний и верхний слои имеют одинаковую плотность. Менее плотной является только разделяющая эти слои маломощная прокладка. Ее материал и прорвался сверху, захватив лишь тонкую пленку из пластичного нижнего слоя.

В экспериментах, описанных М.А. Гончаровым [1], нижний слой (“фундамент”) действительно более плотный, но также пластичный; его вязкость, очевидно, еще больше уменьшилась из-за прогрева снизу. Тем не менее хорошо видно (рисунок), что даже в этих, далеких от природных, условиях степень вовлечения “фундамента” в адвекцию ничтожна – “чехол” (верхний слой) деформировался практически автономно. Таким образом, эти эксперименты не только не подкрепляют предположения В.Н. Шолпо о возможности вовлечения фундамента в адвекцию, но, по существу, противоречат как этому предположению, так и сделанному самим В.Н. Шолпо выводу о структурной конформности чехла и фундамента, сланцевых и “подсланцевых” толщ.

И последнее. Во вводной части статьи указывается, что “гипотеза адвекции наилучшим образом увязывает в единую модель данные ... о процессах ..., имевших место в складчатых областях”



Экспериментальное воспроизведение адвективной складчатости в слоистой толще, подстилаемой пластичным и более тяжелым фундаментом (точки) [1]. Деформация происходит в связи с прогреванием образца снизу.

[6, с. 90 - 91]. Фактически утверждается универсальная применимость данной гипотезы к складчатым областям вообще. Но тогда снова возникает вопрос: а каков же генезис полной складчатости в тех местах, где чехол в силу своего состава или мощности не способен к адвекции? Например, если он вулканогенный или карбонатный. Или таких областей не существует в природе? Каково происхождение интенсивной складчатости вулканогенных толщ мела на Восточной Камчатке? Или сильнейших деформаций неметаморфизованных маломощных кремнисто-карбонатных отложений юры и мела на севере Кубы, где они сорваны со своего кристаллического цоколя, также вовлеченного в деформацию? Что "разбухало" и адвектировало в маломощном существенно карбонатном триасово-меловом чехле внешних массивов Альп, интенсивно деформированном совместно с древним гранито-гнейсовым фундаментом?

Ясно, что гипотеза адвекции в этих и многих других случаях совершенно неуместна. Ясно и то, что совокупность геолого-геофизических материалов однозначно указывает на ведущее значение общего сокращения коры при формировании структуры Альп и той же Кубы. Движения типа адвективных проявились в этих областях, но они сами были обусловлены сокращением, а их структурное значение было совсем не такое, как это предполагается рассматриваемой гипотезой.

Представляется, что если сторонники гипотезы адвекции отнесутся к такого рода материалам

с должным вниманием, им все же придется по меньшей мере признать, что полная складчатость формируется кое-где и под влиянием внешнего сжатия. Но это не освободит их от необходимости обосновать адвекционную природу альпийского складкообразования на "родине" гипотезы – Большом Кавказе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гончаров М.А.* Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
2. *Рогожин Е.А., Шолпо В.Н.* Особенности внутреннего строения зоны полной складчатости Большого Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 15 - 28.
3. *Сомин М.Л.* О движениях, формировавших структуру Большого Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Недра, 1982. С. 122 - 129.
4. *Сомин М.Л., Видяпин Ю.П.* Соотношения фундамент-чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62 - 69.
5. *Шолпо В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
6. *Шолпо В.Н.* Гипотеза адвекции и структура ядерной части инверсионных антиклинорий Большого Кавказа // Геотектоника. 1993. № 3. С. 90 - 97.
7. *Яковлев Ф.Л.* Исследование кинематики линейной складчатости (на примере юго-восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. С. 31 - 48.

УДК 551.243

**“ПРОСТАЯ ЛОГИКА” И ГИПОТЕЗА АДВЕКЦИИ**

© 1994 г. В. Н. Шолпо

*Объединенный институт физики Земли РАН, Москва*

Поступила в редакцию 04.11.93 г.

Всегда лестно, когда твоя публикация вызывает заинтересованную реакцию специалистов, к которым она и обращена, особенно, когда импульс, вызванный твоей статьей, настолько силен, что заставляет оппонента выступить публично. Это верный показатель того, что тема актуальна и изложенный материал заслуживает обсуждения. Однако полемизировать стоит лишь тогда, когда критика адекватна поводу, ее вызвавшему. Этого нельзя сказать о критической реплике М.Л. Сомина [2]. В ответ на небольшую по объему статью автора [3], где был приведен новый фактический материал по вовлечению нижней части осадочно-го комплекса и отчасти доюрского фундамента в ядра инверсионных антиклинорий и предложено одно из возможных объяснений этого явления, М.Л. Сомин пишет рецензию почти такого же объема, пытаясь обсудить (с тем, чтобы отвергнуть) все аспекты гипотезы адвекции как причины и движущей силы процесса складкообразования. Но даже и в пространной рецензии это не удается сделать достаточно полно, а обстоятельный ответ на приведенные возражения тоже с неизбежностью вывел бы все обсуждение далеко за рамки материала, содержащегося в спровоцировавшей дискуссии статье. Очевидно, этого не следует делать, а если делать, то в специальном и аргументированном обсуждении.

Поэтому ограничусь несколькими замечаниями. Вся рецензия М.Л. Сомина пронизана настойчивым желанием внедрить мысль о важном значении, “решающем вкладе ... внешнего источника сжатия и общего сокращения” [2, с. 91] в формирование складчатой области. Мысль не новая и даже по отношению к Кавказу восходит вовсе не к работе самого М.Л. Сомина 1982 г., как это показано в рецензии, а высказывалась еще во времена господства представлений о контракции. Однако, хотя мы и слышим эти утверждения достаточно давно, никто не сумел удовлетворительно объяснить, какова природа такого внешнего сжатия. Где источник и причины такого сжатия и общего сокращения? Если кого-то может удовлетворить объяснение этих явлений “напором” Аравийской плиты, то обсуждение можно не продолжать. Но и М.Л. Сомин не прибегает к такого рода аргументам, а оставляет вопрос открытым. В качестве весомого аргумента приводится “двухкратное сокращение геосинклинального чехла Большого

Кавказа” [2, с. 92], полученное Ф.Л. Яковлевым [5]. Но почему все-таки Большого Кавказа, а не маленького участка флишевой зоны в бассейнах рек Риони и Лиахвы и небольшой части Тфанской зоны на Юго-Восточном Кавказе? Или по прошествии времени этот пример стал хрестоматийным и мы уже забыли, по каким данным был получен автором расчетов его интересный результат?

По каким-то причинам Ф.Л. Яковлев не продолжил эту интересную работу, не стал рассматривать с помощью своей методики весь накопленный по складчатости Большого Кавказа огромный фактический материал. А можно было бы показать и неоднородность горизонтального сжатия и общего сокращения, долю адвективной компоненты в процессе, обобщить эти данные в плане по всей структуре мегантиклинория. Это наверняка дало бы большую пищу для размышлений и позволило по-новому ответить на многие вопросы. А самое главное, как прежде Ф.Л. Яковлев, так и теперь М.Л. Сомин оставляют за пределами своих интересов попытки понять природу такого горизонтального сжатия. В то же время схем такого сокращения может быть предложено много. Один из вариантов ответа на этот вопрос дает представление о многоярусной, иерархически организованной (опять же!) адвекции, и это можно обсуждать [4].

Предъявляя мне претензии, что для силы сцепления пород фундамента и осадочного чехла не приведены никакие физические параметры и расчеты, сам М.Л. Сомин так же умозрительно рассуждает о вязкости и жесткости пород и экспериментальных материалов, использованных Х. Рамбергом и М.А. Гончаровым. Очевидно, легко бросить упрек, но и самому при этом понимать, как трудно адекватно оценить деформационные свойства природных и экспериментальных материалов в природной обстановке, а не по сегодняшнему их состоянию и не по отдельным образцам в лаборатории, а в массиве и в процессе деформирования. Известно ведь, что в приповерхностных осадочных диапирах “текут” и нагнетаются в ядра даже опоки, в комнатных условиях жесткие и хрупкие [1]. А о том, что конвекция возможна и в твердом теле, автор рецензии, очевидно, и не подозревает.

“Простая логика подсказывает, что “захват” и подъем гранито-гнейсового фундамента в этих

условиях вряд ли возможен”, – пишет М.Л. Сомин [2, с. 93]. Вот в этом, очевидно, вся беда, в “простой логике”. С позиций “простой логики”, законов классической физики, понимаемых чаще всего в виде упрощенного “геологического сопромата”, действительно невозможно понять идею процесса адвекции. Как указывалось неоднократно раньше, разные позиции по отношению к проблеме складкообразования определяются вовсе не тем, что кто-то считает более значительными горизонтальные силы и движения, а кто-то – вертикальные. Суть в том, что с позиций “простой логики” горные породы играют только пассивную “страдательную” роль. На них оказывается внешнее воздействие, которое и может их перемещать, деформировать и приводить в конечном счете к образованию складчатых областей.

С позиций же неравновесной термодинамики и представлений о нелинейности всех процессов в тектоносфере и в земной коре на разных уровнях постоянно возникают неравновесные состояния, которые при определенных условиях приводят к процессам выравнивания этих неравновесий. Земная кора в целом и комплексы осадочных толщ на разных уровнях – это сложные неоднородные системы, которые при подводе к ним энергии способны к саморазвитию и самоорганизации. Гипотеза адвекции стоит в ряду именно таких представлений, и только с этих позиций удалось связать воедино все поверхностные проявления эндогенных

процессов и рассматривать процесс складкообразования как часть единого и сложного процесса тектогенеза. Однако это тема для специального и большого отдельного обсуждения. Что же касается конкретной статьи, то она лишь включает в арсенал аргументов ряд дополнительных фактов, ранее ускользавших от внимания, который каждый, разумеется, волен интерпретировать так, как ему кажется более правильным.

И последнее. Представляется удивительным использование М.Л. Соминим митинговой лексики (“защитник”, “пропагандист”) при обсуждении академических научных вопросов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Крапивнер Р.Б.* Новая концептуальная модель складчатости нагнетания // Геотектоника. 1992. № 4. С. 27 - 38.
2. *Сомин М.Л.* Адвекционная гипотеза складкообразования на Большом Кавказе: в свете данных о деформациях его фундамента // Геотектоника. 1994. № 5. С. 100 - 103.
3. *Шолпо В.Н.* Гипотеза адвекции и структура ядерной части инверсионных антиклинорий Большого Кавказа // Геотектоника. 1993. № 3. С. 90 - 97.
4. *Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
5. *Яковлев Ф.Л.* Исследование кинематики линейной складчатости (на примере юго-восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. С. 31 - 48.

Сдано в набор 30.05.94 г.

Подписано к печати 01.08.94 г.

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

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отг. 6,7 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж

538

экз.

Зак. 1501

## **Уважаемые подписчики!**

Журналы Российской Академии Наук можно выписать в любом почтовом отделении России по каталогу “Известий” Роспечати.

## **Обращаем Ваше внимание!**

Подписку можно оформить также в редакции журнала. Это избавит Вас от услуг почтового ведомства и связанных с этим неудобств. Стоимость журнала обойдется Вам в два - три раза дешевле!

*Очередной номер журнала в этом случае будет ждать Вас в редакции сразу же после выхода его из печати.*

МАИК "НАУКА"

"ИНТЕРПЕРИОДИКА"

**Журналы Российской академии наук  
выходят в свет одновременно  
на русском и английском языках**

Акустический журнал  
Астрономический журнал  
Вестник РАН  
Водные ресурсы  
Вопросы ихтиологии\*  
Высокомолекулярные соединения  
Генетика  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника\*  
Доклады РАН

*Acoustical Physics*  
*Astronomy Reports*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*

*Polymer Science*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geology of Ore Deposits*

*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Science,*  
*Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,*  
*Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,*  
*Doklady Physical Chemistry, Physics Doklady*

Журнал аналитической химии  
Журнал неорганической химии  
Журнал физической химии  
Защита металлов  
Известия АН. Физика атмосферы и океана\*  
Кинетика и катализ  
Коллоидный журнал  
Координационная химия  
Кристаллография  
Неорганические материалы  
Океанология\*  
Оптика и спектроскопия  
Петрология  
Письма в Астрономический журнал  
Почвоведение\*  
Стратиграфия. Геологическая  
корреляция  
Теоретические основы  
химической технологии

*Journal of Analytical Chemistry*  
*Russian Journal of Inorganic Chemistry*  
*Russian Journal of Physical Chemistry*  
*Protection of Metals*

*Kinetics and Catalysis*  
*Colloid Journal*  
*Russian Journal of Coordination Chemistry*  
*Crystallography Reports*  
*Inorganic Materials*

*Optics and Spectroscopy*  
*Petrology*  
*Astronomy Letters*

*Stratigraphy and Geological Correlation*  
*Theoretical Foundations of Chemical*  
*Engineering*

Теплофизика высоких температур  
Теплоэнергетика  
Физика Земли\*  
Физика плазмы  
Физиология растений  
Химия высоких энергий  
Электрохимия  
Ядерная физика

*High Temperature*  
*Thermal Engineering*

*Plasma Physics Reports*  
*Russian Journal of Plant Physiology*  
*High Energy Chemistry*  
*Russian Journal of Electrochemistry*  
*Physics of Atomic Nuclei*  
*Glass Physics and Chemistry\*\**  
*Studies on Russian Economic Development\*\**  
*The Physics of Metals and Metallography\*\**  
*Laser Physics\*\**  
*Pattern Recognition and Image Analysis\*\**

\* В 1994 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.

\*\* В 1994 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерпериодикой" только на английском языке.