

Номер 3

ISSN 0016-853X

Май - Июнь 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор  
Ю.М. Пуцаровский



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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 3 1996 Май–Июнь

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

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

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: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

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

---

© Российская академия наук.  
Отделение геологии, геофизики,  
геохимии и горных наук.  
Геологический институт, 1996 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 3, 1996

---

---

Новейшая фаза глобальной активизации процессов расширения Земли <i>Е. Е. Милановский</i>	3
Геологический разрез через Южный Урал <i>Ю. В. Казанцев, Т. Т. Казанцева, М. А. Камалетдинов</i>	13
Структура и условия образования офиолитовых ультрабазит-базитовых ассоциаций Урала <i>А. А. Савельев</i>	25
Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое <i>М. Г. Леонов</i>	36
Тектоника и седиментология верхнерифейско-кембрийских карбонатных отложений Батеневского кряжа (Кузнецкий Ала-Тау) <i>Т. Н. Хераскова, Е. В. Гаверилова</i>	54
Соотношение поверхностной и глубинной структуры северо-запада Тихого океана <i>Е. Н. Меланхолина</i>	67
Палеомагнетизм и кинематика центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) <i>Д. В. Коваленко</i>	82

---

---

# Contents

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

---

---

## Number 3, 1996

Simultaneous English language translation of the journal is available from МАИК Наука / Interperiodica Publishing (Russia).  
*Geotectonics* ISSN 0016-8521.

---

---

Earth's Expansion: Recent Phase of Global Activation <i>E. E. Milanovskii</i>	3
A Geologic Transect across the Southern Urals <i>Yu. V. Kazantsev, T. T. Kazantseva, M. A. Kamaletdinov</i>	13
Mafic-Ultramafic Ophiolitic Associations of the Urals: Structure and Formation Conditions <i>A. A. Savel'ev</i>	25
Phanerozoic Geodynamic Regimes of the Southern Tien Shan <i>M. G. Leonov</i>	36
Upper Riphean-Cambrian Carbonates of the Batenevskii Range (Kuznetsk Ala Tau): Implications for Past Tectonic and Sedimentation Environment <i>T. N. Kheraskova, E. V. Gavrilova</i>	54
Relationships between the Ocean Floor and Deep Structures: Evidence from the Northwest Pacific <i>E. N. Melankholina</i>	67
Paleomagnetism and Kinematics of Central Olyutorsky Range, Koryak Highland <i>D. V. Kovalenko</i>	82

---

---

---

Сдано в набор 02.02.96 г.	Подписано к печати 08.04.96 г.	Формат бумаги 60 × 88 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отг. 7.1 тыс.	Уч.-изд. л. 11.9	Бум. л. 6.0
	Тираж 569 экз.	Зак. 4222		

---

Отпечатано в Московской типографии № 2 РАН, 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

## НОВЕЙШАЯ ФАЗА ГЛОБАЛЬНОЙ АКТИВИЗАЦИИ ПРОЦЕССОВ РАСШИРЕНИЯ ЗЕМЛИ

© 1996 г. Е. Е. Милановский

*Геологический факультет Московского государственного университета, Москва*

Поступила в редакцию 26.05.94 г.

Новейшая (неотектоническая) стадия геологической истории Земли, начавшаяся 5–10 млн. лет назад, характеризуется глобальным усилением процессов рифтинга и спрединга, активизацией базальтового вулканизма и в целом значительным ослаблением, по сравнению с олигоценом и большей частью миоцена, деформаций сжатия в подвижных поясах. В плиоцене и антропогене они интенсивно проявлялись лишь в Кавказско-Гималайском секторе Средиземноморского пояса в связи с продолжавшейся коллизией Аравийской и Индийской литосферных плит с Евразийской. Отдельные фазы сжатия, имевшие место в плиоцене–антропогене, по своему глобальному эффекту в целом значительно уступают позднепалеогеновым и миоценовым. Началу новейшей стадии непосредственно предшествовало самое сильное, начиная с мезозоя тектоноэвстатическое понижение уровня океана 10 млн. лет назад. В раннем плиоцене уровень океана снова высоко поднялся, но в дальнейшем эта тенденция была замаскирована частыми гляциоэвстатическими понижениями уровня океана в эпохи оледенений.

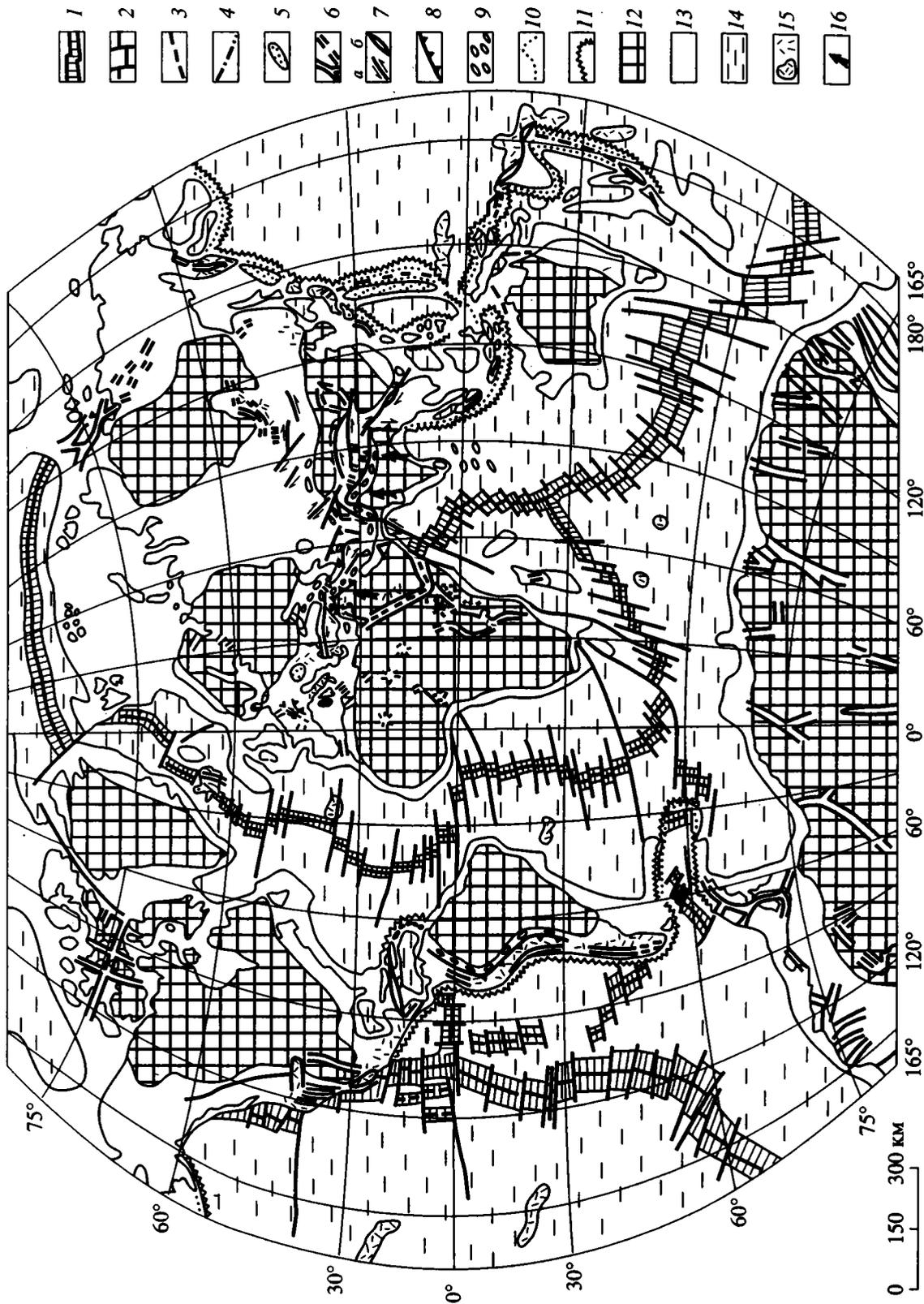
Особенности геологического развития Земли в последние 5–10 млн. лет позволяют предположить, что альпийский геотектонический цикл, завершившийся в олигоцене–миоцене глобальным усилением деформаций сжатия в земной коре, сменился в конце миоцена–плиоцене началом нового, постальпийского, геотектонического цикла, отмеченным усилением процессов растяжения и расширения коры.

В недавно опубликованной статье [9] автором в основном рассматривались различные проявления геопульсаций, имевших место более 10 млн. лет назад, т.е. до конца среднего миоцена. Обратимся теперь к некоторым процессам, происходившим начиная с позднего миоцена до современности, т.е. в последние 10 млн. лет истории Земли. Обычно эта новейшая стадия ее развития, нередко называемая неотектонической, трактуется как завершающая стадия альпийского геотектонического цикла, характеризующаяся продолжением интенсивных деформаций сжатия в подвижных поясах и связанным с ними мощным горообразованием – первичным (протоорогенезом) в альпийских складчатых сооружениях Средиземноморского и Тихоокеанского поясов и синхронным ему повторным (дейтероорогенезом) в ряде возрожденных горных сооружений более древних складчатых областей. Такие представления у отечественных геологов сложились, главным образом, на основе опыта изучения Кавказа и Средней Азии (Копетдага, Памира, Тянь-Шаня и т.п.), где новейшее горообразование действительно протекало в обстановке интенсивного субмеридионального сжатия коры.

Однако, анализируя картину проявления новейших тектонических деформаций в глобальном масштабе, автор этих строк еще в 1982 г. [5] пришел к принципиально иному пониманию характера геологического развития Земли в позднем кай-

нозое и недавно более подробно обосновал эти новые представления [9]. Согласно этой концепции, около 10 млн. лет назад, т.е. после штирийской фазы складчатости, на большей части протяжения Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов существенно ослабели, а около 5 млн. лет во многих их районах почти полностью прекратились деформации сжатия, сменившись в ряде их областей и зон деформациями горизонтального растяжения коры. Резко усилился рифтогенез в пределах ряда континентов и их пассивных и активных окраин, а также спрединг во внутриокеанических рифтовых поясах, и начался спрединг в нескольких межконтинентальных рифтовых зонах. Произошла значительная активизация вулканической деятельности, и, в частности, усилились базальтовые извержения на дне океанов и во многих тектонически разнородных областях континентов и их окраин. Глубокое падение уровня океана (до –100 м), имевшее место около 10 млн. лет назад, сменилось в позднем миоцене некоторым его подъемом (с рядом осцилляций), а после нового сильного понижения в мессинском веке, т.е. в самом конце миоцена, уровень океана в начале плиоцена (5.2 млн. лет назад) вновь очень резко поднялся (почти до +100 м выше современной отметки).

Всю эту совокупность взаимосвязанных тектонических, магматических процессов и главных изменений уровня океана (осложненных



кратковременными гляциоэвстатическими колебаниями в плиоцене и антропогене) можно естественно объяснить тем, что постепенно усиливавшаяся с конца эоцена контракционная тенденция сменилась в позднем миоцене и, особенно, в плиоцене и антропогене преобладанием в глобальном масштабе экспансионной тенденции. Однако доминировавшие на Земле с конца миоцена процессы растяжения земной коры и общее расширение ее поверхности временами осложнялись короткими глобальными фазами усиления сжатия, а в отдельных тектонических зонах – также регионально проявленными деформациями сжатия, связанными с тем, что относительные взаимоперемещения отдельных литосферных плит, несмотря на некоторое общее расширение Земли в новейшую эпоху, сохраняли в этих зонах конвергентный или коллизионный характер. Размещение таких зон в новейшей тектонической структуре Земли хорошо видно на рис. 1.

### ПРОЯВЛЕНИЯ СЖАТИЯ И РАСТЯЖЕНИЯ КОРЫ В ЦИРКУМ-ТИХООКЕАНСКОМ И СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ И В ИХ "РАМЕ"

В западной половине Циркум-Тихоокеанского подвижного пояса интенсивные деформации сжатия коры почти повсеместно завершились в мио-

цене (в основном около 10 или 5 млн. лет назад) и лишь местами (в западной зоне Сахалина, на овах Хонсю, Тайвань и др.) продолжались в плиоцене. В целом в плиоцене и антропогене происходили дифференцированные вертикальные движения в основном изостатического характера, а в ряде зон (островных дугах, междуговых и задуговых впадинах окраинных морей) имели место деформации растяжения, сдвиги и раздвиги, связанные с формированием наложенного грандиозного Западно-Тихоокеанского рифтового пояса [7, 11], и сопутствовавшие их активизации мощные вспышки вулканизма. Аналогичные в принципе тенденции проявлялись и в восточной половине Циркум-Тихоокеанского пояса, а во многих районах Кордильерского и Андского сооружений началось или продолжалось формирование эпиорогенных рифтовых зон и систем, сопровождавшееся интенсивными вулканическими извержениями.

Вдоль границ Циркум-Тихоокеанского пояса с ложем Тихого океана в плиоцен-четвертичное время происходило (или продолжалось) развитие глубоководных желобов, от которых в стороны Азии, Австралии, Южной и частично Северной Америки погружаются до глубин в несколько сот километров наклонные сейсмофокальные зоны. Динамический анализ фокальных механизмов в очагах глубоководных землетрясений указывает на преимущественно взбросо-надвиговый характер смещений в этих зонах и частично на сдвиговый и сдвиго-надвиговый их тип на некоторых субширотных их участках. В плитотектонических моделях такая картина объясняется субдукцией, т.е. активным пододвиганием Тихоокеанского ложа под разные участки Циркум-Тихоокеанского пояса. Однако, по мнению автора [7], субдукция могла иметь пассивный, вынужденный характер и вызываться односторонним расширением к востоку (т.е. надвиганием на ложе Тихого океана) Западно-Тихоокеанского рифтового пояса вследствие разрастания в нем (в тылу островных дуг) мощных мантийных диапиров и надвиганием к западу Южно-Американского континента и области Центральной Америки в результате спрединга в Срединно-Атлантическом рифтовом поясе (что хорошо согласуется с результатами изучения глобального плана современных напряжений в земной коре).

Более сложная и латерально неоднородная картина новейших горизонтальных движений имеет место в разных секторах Средиземноморского подвижного пояса [6–9]. В его Западном, собственно Средиземноморском, секторе, граничащем на юге с Африканской литосферной плитой, исключительно мощные складчато-покровные деформации, неоднократно повторявшиеся с позднего эоцена до конца среднего миоцена, в позднем миоцене почти полностью прекратились и лишь на локальных участках (Юра, некоторые

Рис. 1. Схематическая карта плиоцен-четвертичных структур растяжения и сжатия земной коры

1 – приосевые зоны внутриокеанических рифтовых хребтов с новообразованной в ходе спрединга в плиоцене-антропогене океанической корой; 2 – современные оси спрединга в них (с рифтовой долиной и без нее) и трансформные разломы; 3 – осевые зоны межконтинентальных рифтов с корой океанического типа, возникшей в ходе начавшегося в плиоцене спрединга; 4 – узкие зоны задугового и междугового спрединга, возникшие и активно развивавшиеся в плиоцене-антропогене; 5 – глубокие впадины с субокеанической и утоненной континентальной корой, испытавшие рассеянный спрединг, рифтинг или общее растяжение и значительное погружение в плиоцене-антропогене; 6 – грабены континентальных рифтовых зон на платформах, метаплатформах и в подвижных поясах, возникшие или активно развивавшиеся в плиоцене и антропогене; 7 – крупнейшие плиоцен-четвертичные сдвиги (а) и раздвиго-сдвиги (б); 8 – крупнейшие зоны надвигов и тектонических покровов; 9 – зоны интенсивных плиоцен-четвертичных складчато-надвиговых и сводово-взбросовых деформаций сжатия; 10 – островные дуги, возникшие или активно развивавшиеся в плиоцене-антропогене; 11 – современные глубоководные желоба; 12 – древние платформы; 13 – метаплатформы, подвижные пояса и участки с континентальной корой на окраинах океанов (шельфах) и внутри них ("микроконтиненты"); 14 – глубоководные ложе океанов; 15 – главные проявления плиоцен-четвертичного существенно базального наземного и подводного вулканизма вне рифтовых зон и на их флангах; 16 – направления относительного перемещения Аравийской и Индийской литосферных плит.

краевые зоны Апеннин, восточных Румынских Карпат и Эллинид) в ослабленной форме периодически проявлялись в конце миоцена и плиоцене (в аттическую, роданскую и валахскую фазы складчатости). На многих же участках Средиземноморского сектора в плиоцен-четвертичное время возникали грабены и наложенные впадины, а над мантийными диапирами в обстановке разнонаправленного горизонтального растяжения формировались обширные и глубокие впадины с утоненной и раздробленной континентальной (Паннонская, Альборанская, Эгейская) и частично субокеанической (Тирренская впадина) корой. Формирование структур растяжения в ряде районов сопровождалось проявлениями наземного и подводного вулканизма.

В отличие от Западного сектора Средиземноморского пояса, в его Среднем, Кавказско-Гималайском, секторе, ограниченном с юга Аравийской и Индийской литосферными плитами, в плиоцене и антропогене продолжались, периодически усиливаясь, интенсивные складчато-надвиговые деформации субмеридионального сжатия и формировались высокогорные сооружения Большого и Малого Кавказа, Эльбруса, Загроса, Гиндукуша, Памира, Каракорума, Гималаев, а в некоторых районах Кавказа, Афганистана, Южного Тибета образовались поперечные к их простиранию субмеридиональные грабены и активные вулканические зоны, вытянутые в направлении горизонтального сжатия.

Складчато-глыбовые, взбросо-надвиговые и сдвиговые деформации, вызванные общим субмеридиональным сжатием, охватили прилегающие к Памирскому и Гималайскому сегментам Средиземноморского пояса с севера обширные области Евразийской литосферной плиты (Тянь-Шань, Куньлунь, Циньлин и др.), а поперечные к их простиранию зоны растяжения возникли даже значительно севернее, в области Байкальского мантийного диапира, приведя к образованию грабенов одноименной рифтовой системы.

Резкие различия в характере новейшей геодинамики Западного и Среднего секторов Средиземноморского пояса вызваны тем, что в отличие от Западного сектора, где коллизия литосферных плит – Африканской и западной части Евразийской к концу миоцена почти закончилась, в Среднем секторе она происходит до наших дней в связи с продолжающимся движением к северу или север-северо-востоку Аравийской плиты (относительно Африканской) и еще более значительным перемещением в том же направлении, т.е. в сторону Евразийской плиты, Индийской литосферной плиты. В этой кинематической обстановке на границе Аравийской и Африканской плит в плиоцене-антропогене происходили левосдвиговые и раздвиго-сдвиговые смещения амплитудой бо-

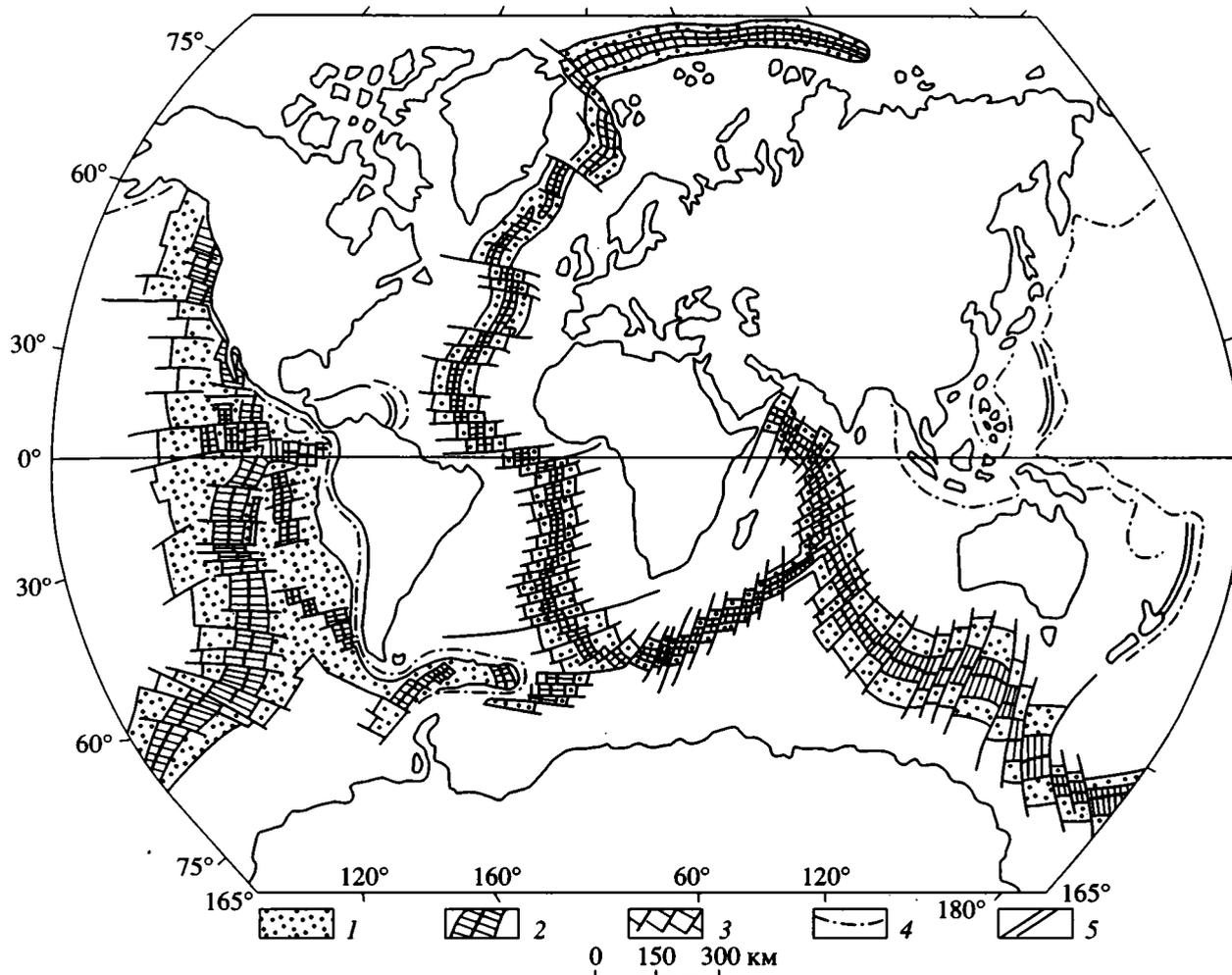
лее 100 км вдоль Левантинской зоны разломов, а в южном “тылу” Аравийской плиты – сдвиго-раздвиговые деформации с раскрытием зон с корой океанического типа в Красноморском и Аденском рифтах. Более быстрое перемещение к северу Индийской литосферной плиты по сравнению с восточной частью Аравийской происходило вдоль зоны левостороннего Чаманского сдвига и продолжающего его к югу, в Аравийском море, разлома Меррей–Оуэн.

Юго-восточный, Индонезийский, сектор Средиземноморского пояса, граничащий на юго-западе с ложем Индийского океана, по своей тектонической позиции и характеру новейших движений напоминает западную часть Циркум-Тихоокеанского пояса. Новейшие деформации сжатия в нем в целом были незначительными, развивались междуговые и задуговые зоны горизонтального растяжения (впадины Андаманского, Яванского и других окраинных морей) и исключительно мощно проявлялся плиоцен-четвертичный вулканизм. Наличие на границе Индийского океана с Индонезийским сектором Средиземноморского пояса уходящей под него сейсмофокальной зоны интерпретируется в плитотектонических моделях как проявление субдукции под этот сектор литосферы северо-восточной части Индийского океана (в связи со спредингом в Индоокеанском рифтовом поясе). Однако с этой моделью не согласуется широкое развитие позднемиоценовых складок и взбросов северо-восточного простирания и северо-запад-юго-восточная ориентировка осей главных сжимающих напряжений в коре северо-восточной части Индийского океана [15, 17]. По мнению автора, важную роль в процессе взаимного сближения литосферных плит и кинематике разделяющей их сейсмофокальной зоны может играть подъем и расширение к юго-западу активного развивающегося внутри Индонезийского сектора мантийного диапира (или цепочки диапиров) и связанная с этим обдукция на ложе Индийского океана.

## ГЛОБАЛЬНОЕ УСИЛЕНИЕ ПРОЦЕССОВ СПРЕДИНГА И РИФТИНГА

Около 10 млн. лет назад одновременно с штирийской фазой сжатия в подвижных поясах во многих областях мировой системы внутриокеанических рифтовых хребтов процесс спрединга временно замедлился и приостановился и несколько изменились направления раздвижения литосферных плит, разделенных зонами спрединга.

Затем в позднем миоцене началось, а с рубежа миоцена и плиоцена повсеместно проявилось новое, хотя и неравномерно выраженное усиление процесса спрединга в океанах. На Международной тектонической карте Мира [4] отчетливо видно



**Рис. 2.** Проявления спрединга в олигоцене–миоцене и в плиоцене–антропогене  
 1 – области океанического дна, созданные в ходе спрединга в олигоцене и миоцене (5–35 млн. лет назад); 2 – то же, в плиоцене и антропогене (0–5 млн. лет назад) и их осевые зоны; 3 – трансформные разломы, активные в олигоцене, неогене и антропогене; 4 – глубоководные желоба; 5 – зоны задугового спрединга, активные в плиоцене и антропогене.

(рис. 2), что ширина возникших в конце миоцена и в плиоцен-четвертичное время приосевых зон внутриокеанических рифтовых хребтов в среднем лишь в 2–3 раза уступает суммарной ширине их фланговых зон, образовавшихся при спрединге в олигоцене и миоцене. На отдельных же участках этих хребтов ширина соответствующих зон отличается лишь в 1.5–2 раза (например, в Австрало-Антарктическом хребте) или даже оказывается примерно равной (например, в северной половине Индо-Аравийского хребта, в южной части Восточно-Тихоокеанского хребта, хребте Гаккеля в Северном Ледовитом океане).

Таким образом, скорость спрединга во всей мировой системе внутриокеанических рифтовых хребтов в плиоцене–антропогене по сравнению с таковой в олигоцене–миоцене повсеместно, хотя

и весьма неравномерно возросла от 10–20% на одних ее участках до 100–200% и более на других. Как правило, ускорение спрединга началось еще в позднем миоцене (5–10 млн. лет назад) и усилилось в плиоцене.

Одновременно в конце миоцена и особенно в плиоцене–антропогене произошла значительная активизация процессов растяжения во многих континентальных рифтовых поясах и зонах Земли, а в некоторых из них растяжение привело к полному разрыву континентальной коры (Красноморский, Аденский, Калифорнийский межконтинентальные рифты). В Афро-Аравийском рифтовом поясе в пределах Эфиопского и Кенийского вулканических поднятий возникли одноименные сводово-вулканические рифтовые зоны, развитие которых сопровождалось мощными трещинами и центральными извержениями, а

к западу и к югу от последней зоны образовались Танганьикская и Руква-Ньясская рифтовые зоны щелевого типа. На северном фланге этого рифтового пояса в Левантинской сдвиговой зоне сформировались узкие грабены сдвиго-раздвигового типа. В Рейнско-Ливийском рифтовом поясе, пересекающем западную часть Средиземноморского подвижного пояса, в конце миоцена изменилась геодинамическая обстановка и план напряжений и возникли или активизировались рифтовые зоны юго-восточного простирания – Нижнерейнский грабен в его северной части, грабен Кампидано и зона рассеянного спрединга во впадине Тирренского моря в средней и Тунисско-Пантеллерийская рифтовая система в южной частях рифтового пояса.

В Байкальской рифтовой системе в плиоцене–антропогене сформировалось большинство входящих в нее грабенов и расширились и значительно углубились заложенные ранее наиболее крупные Северо- и Южно-Байкальские и Тункинская рифтовые впадины. К этой же эпохе относится главный этап формирования грабенов рифтовой зоны Шанси в Северном Китае, хотя самый южный из них – грабен Вэйхе – заложен еще в олигоцене. На северо-востоке Азии активизировалась Момская рифтовая система, возникающая на продолжении спрединговой зоны хр. Гаккеля, а к западу от низовий р. Амур образовалась субмеридиональная Тугульская зона грабенов.

В состав упоминавшегося выше грандиозного Западно-Тихоокеанского рифтового пояса, наряду с многочисленными новейшими задуговыми и междууговыми зонами спрединга, входит ряд континентальных рифтовых зон, наложенных в конце миоцена или плиоцене на структуры альпийского складчатого основания. К наиболее крупным из них относятся вулканоактивные Центральный грабен Камчатки, грабен Туапо на северном острове Новой Зеландии, переходящий к северу в междууговую зону зачаточного спрединга Лау-Гавр, а также протяженный рифт Окинава в Восточно-Китайском море, в котором растяжение континентальной коры дошло до почти полного ее разрыва.

Многочисленные наложенные на мезозойский или кайнозойский складчатый фундамент континентальные рифтовые структуры формировались в плиоцене и антропогене почти на всем протяжении восточной половины Циркум-Тихоокеанского подвижного пояса. В Южно-Американских Андах к ним относятся грабены Южно-Чилийский, Северо-Чилийско-Перуанский, Эквадор-Колумбийский (Кито-Каука), развитие которого сопровождалось, как и в Срединно-Камчатском грабене, исключительно мощными наземными извержениями, в Центральной Америке – грабен Никарагуа и поперечная субширотная Трансексиканская рифто-вулканическая зона, а в Северной Америке – протяженная рифтовая зона Рио-Гран-

де, заложенная между Северо-Американской платформой и массивом Колорадо, и наложенная на позднекеммерийские складчатые структуры южной части Кордильер рифтовая система провинции Бассейнов и Хребтов. Формирование этой рифтовой системы, как и рифта Рио-Гранде, началось в олигоцене–миоцене, но продолжается до современности, сопровождаясь мощными проявлениями контрастного наземного вулканизма. Суммарная амплитуда горизонтального растяжения континентальной коры в рифтовой системе Бассейнов и Хребтов за последние 15 млн. лет достигает 250 км, а в зоне Калифорнийского залива, служащей соединительным звеном между нею и Восточно-Тихоокеанским спрединговым поясом, в плиоцене произошел полный разрыв континентальной коры.

Самым северным элементом эпиорогенного позднекайнозойского пояса Кордильер, заложенным и активно развивавшимся в плиоцене–антропогене, является субширотный грабен Снейк-Ривер, заполненный мощными плиоценовыми базальтами, а на своем восточном конце, в районе Иеллоустонского парка – четвертичными кислыми вулканитами. На северной окраине Северо-Американского континента и одноименной платформы с позднего миоцена до современности происходило обновление системы различно ориентированных грабенообразных впадин, заложенных в рифе или палеозое (грабены пролива Ланкастер, заливов Джонс, Бутия и др.), и разделяющих их сводово-горстовых поднятий, выраженных в виде островов и полуостровов. Аналогичные подновленные в конце кайнозоя грабены широко распространены также на северо-западе Евразии в пределах Балтийского щита (Кандалакшский, Ладожский, Южно-Балтийский), Печоро-Баренцевоморской и Таймыро-Северо-Земельской метаплатформ (грабены Святой Анны и др.). Вполне возможно, что регенерация этих древних рифтовых структур была связана с “расшатыванием” коры северных областей Евразии и Америки в результате неоднократного чередования гляциоизостатических погружений (до 1–1.5 км) и “всплываний” в позднем плиоцене и антропогене.

В позднем кайнозое возникли или были регенерированы (возможно, также в связи с гляциоизостатическими деформациями коры) многочисленные континентальные рифтовые структуры (грабены) в Антарктиде. В ее восточной (платформенной) части они располагаются, главным образом, радикально относительно центра континента (т.е. южного полюса), а в западной части, образованной разновозрастными складчатыми сооружениями, грабены частично вытянуты вдоль их простирания, субширотно, и сопровождаются молодыми вулканическими центрами и лавовыми покровами.

## ГЛОБАЛЬНАЯ АКТИВИЗАЦИЯ БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

В позднем миоцене началась, а в плиоцене и антропогене продолжилась активизация вулканизма (главным образом базальтового) в глобальном масштабе, проявившаяся как на континентах, так и в океанах. По оценке А.Б. Ронова, В.Е. Хаина и А.Н. Балуховского [12], средняя общепланетарная интенсивность вулканизма возросла в плиоцене–антропогене по сравнению с миоценом в 1.3 раза (с 4.84 до 6.25 км<sup>3</sup>/год). Усиление базальтовых извержений имело место в осевых (спрединговых) зонах внутриокеанических рифтовых поясов, на которые приходится не менее 70% от общемирового объема продуктов вулканизма, в зонах задугового и междугового спрединга в окраинных морях, в ряде внутриокеанических вулканических плато и хребтов, связанных с “горячими пятнами” и мантийными плюмажами, расположенных как вне рифтовых поясов (Гавайское, Каролинское плато и т.д.), так и внутри их (Исландия).

Резкая активизация наземных извержений продуктов преимущественно базальтового и андезито-базальтового, но также среднего и кислого состава произошла на континентах, главным образом, в пределах некоторых рифтовых зон (Эфиопская, Кенийская, Снейк-Ривер и др.) и вулканических нагорий, в Тихоокеанском и Средиземноморском подвижных поясах, а также на активных окраинах континентов (в частности, в островных дугах). Согласно подсчетам Р. Ларсона и П. Ольсона [14], общее приращение объема земной коры за счет базальтовых извержений в океанах и на континентах, связанных с мантийными плюмажами, составило в олигоцене (от 35 до 25 млн. лет назад) 10.2 млн. км<sup>3</sup>, в раннем–среднем миоцене (от 25 до 10 млн. лет назад) – 21.6, в позднем миоцене (от 10 до 5 млн. лет назад) – 11.4, а в плиоцене–антропогене (в последние 5 млн. лет) – 12.6 млн. км<sup>3</sup>. Следовательно, средняя продуктивность базальтового вулканизма в пределах горячих пятен составляла в олигоцене около 1 млн. км<sup>3</sup> в 1 млн. лет, в раннем–среднем миоцене – 1.44, а в позднем миоцене, плиоцене и антропогене возросла до 2.4 млн. км<sup>3</sup> в 1 млн. лет. По-видимому, в близких соотношениях увеличилась в последние 5–10 млн. лет и средняя продуктивность базальтового вулканизма в спрединговых зонах внутриокеанических рифтовых поясов и окраинных морей. Еще большей интенсивности достигает современный вулканизм. По оценке А.П. Лисицына (доклад в МГУ 01.03.94) средняя продуктивность современного подводного вулканизма в 1 год составляет: в спрединговых зонах океанов 40–45 млрд. тонн, или 108–121.5 км<sup>3</sup>; в окраинных морях и островных дугах 4 млрд. тонн, или 10.8 км<sup>3</sup>; в “горячих пятнах” на дне океанов

4–5 млрд. тонн, или 10.8–13.5 км<sup>3</sup>; всего в океанах – около 130–145 км<sup>3</sup>, а глобальная продуктивность наземного вулканизма – 6–9 млрд. тонн, или 16.2–24.3 км<sup>3</sup>. Общая же глобальная продуктивность современного вулканизма достигает 54–63 млрд. тонн, или 146–168 км<sup>3</sup>.

## КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Около 10 млн. лет назад произошло резкое падение уровня океана до –100 м – самой низкой отметки на протяжении мезозоя, палеогена и неогена [13]. Это глобальное событие коррелируется со штирийской фазой сильного сжатия, проявившейся во многих складчатых областях Средиземноморского и Циркум-Тихоокеанского подвижных поясов. Последовавшее за некоторым подъемом уровня океана в начале и середине позднего миоцена до 0 м и несколько выше его новое, хотя и менее значительное понижение (до –50 м) в конце позднего миоцена, в мессинском веке (между 6.3 и 5.2 млн. лет) сопоставляется с аттической фазой сжатия.

После ее окончания в начале плиоцена, между 5.2 и 5 млн. лет, уровень океана снова очень быстро поднялся на 150 м и достиг отметки +100 м, что привело к внезапному вторжению океанских вод в иссушенную и, возможно, расплавленную на несколько внутриконтинентальных солеродных озерных водоемов Средиземноморскую депрессию. Последующие частые резкие колебания уровня океана в позднем плиоцене и антропогене, с многократными его понижениями до –100 м, а в плейстоцене – даже до –150 м и более и подъемами до +50 м, имеют сложную природу и, вероятно, отражают суммарное влияние как нескольких глобальных фаз некоторого усиления сжатия (роданской в конце раннего плиоцена, около 4–3.5 млн. лет назад, валахской в конце позднего плиоцена, около 2 млн. лет назад и т.п.), так и гораздо более частого чередования ледниковых и межледниковых эпох на фоне общего глобального ухудшения климата в позднем плиоцене и антропогене. В частности, по данным М. Гросвальда, “забор” части вод Мирового океана в ледниковые щиты Арктической и Антарктической областей Земли во время позднплейстоценового оледенения опустил его уровень почти на 150 м ниже современного, а во время более значительных ранне- и среднплейстоценовых оледенений падение уровня океана, вероятно, было еще большим [10]. Полное же таяние современных ледниковых щитов подняло бы уровень океана до +45 м, и, таким образом, он располагался бы в позднем плиоцене и антропогене в среднем на 100–150 м выше, чем во время глобальных фаз сжатия около 10 и 5.5 млн. лет назад.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, вся совокупность отмеченных выше геологических явлений, имевших место в позднем миоцене, плиоцене и антропогене: усиление спрединга, рифтинга и вулканизма в глобальном масштабе, резкое ослабление деформаций сжатия (кроме Кавказско-Гималайского сектора Средиземноморского пояса), а также значительный эвстатический подъем уровня океана в раннем плиоцене (после его сильных падений около 10 и 5.5 млн. лет, связанных со штирийской и аттической фазами складчатости) – свидетельствуют в пользу представлений о возобновлении некоторого общего преобладающего расширения Земли, начавшегося в позднем миоцене и усилившегося в плиоцене–антропогене. Этот экспансионный процесс сопровождался, как и раньше, относительными горизонтальными перемещениями литосферных плит – их дивергенцией в одних зонах и конвергенцией или коллизией в других, по-видимому, обусловленными конвективными течениями в глубоких частях мантии (под ядрами континентов в основном на глубинах более 400–600 км), и осложнялся несколькими глобальными (?) импульсами усиления сжатия (аттическая, роданская и другие фазы).

Представлению о некотором общем расширении Земли в новейшую эпоху, по мнению некоторых исследователей, в частности, П.Н. Кропоткина [2, 3], противоречит тот факт, что согласно данным многочисленных измерений *in situ* напряженного состояния пород в самой верхней части земной коры, в частности, в глубоких горных выработках, на подавляющей части территорий, где они проводились, были установлены аномальные по сравнению с литостатическими напряжениями на соответствующих глубинах (девиаторные) избыточные горизонтальные сжимающие напряжения и лишь в узких активных зонах океанических, межконтинентальных и некоторых внутриконтинентальных рифтов обнаруживаются относительно пониженные напряжения и фиксируются геофизические и сейсмологические признаки современного горизонтального расширения в направлениях, поперечных к простиранию этих зон. По мнению П.Н. Кропоткина, эти данные свидетельствуют о существовании в настоящее время глобального поля напряжений, связанного с некоторым сокращением радиуса Земли, хотя этот исследователь признает, что в прошлом на нашей планете имело место неоднократное чередование эпох сжатия и расширения различной продолжительности [1, 2].

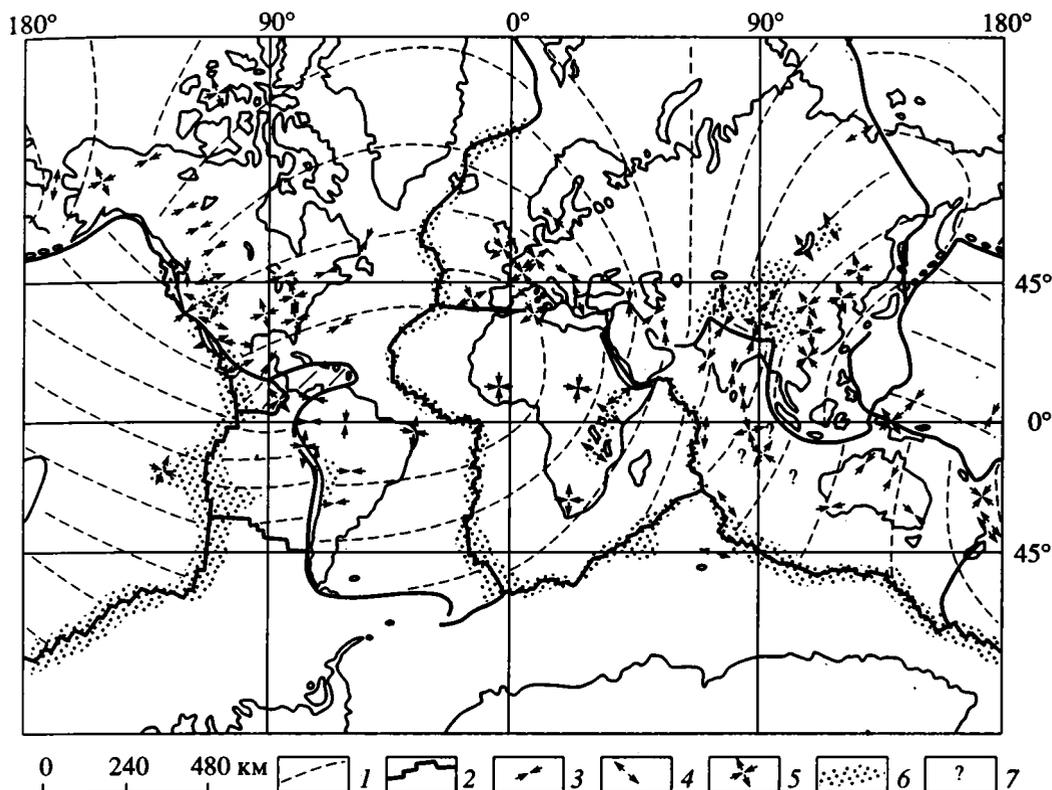
Недавно были опубликованы результаты комплексных исследований по международному проекту “Мировая карта напряжений”, включавших измерения напряжений более чем в 1300 горных выработках, геологические наблюдения в верхних 1–2 км коры, изучение разрывов в скважинах

на глубинах до 4–5 км и фокальных механизмов землетрясений до глубин в 20 км [15, 17] (рис. 3). Эти исследования показали, что на огромных пространствах (до 5000 км в поперечнике) внутри отдельных литосферных плит в верхней хрупкой части их коры господствуют избыточные горизонтальные сжимающие напряжения, близкие по своей ориентировке и величине. По мнению авторов этих исследований, в основном они являются результатом воздействия на литосферные плиты толкающих сил со стороны осевых зон расширяющихся внутриокеанических рифтовых хребтов (*ridge push forces*), в которых происходит спрединг и фиксируются поперечные к их простиранию направления относительного горизонтального растяжения (наименьшего сжатия).

Последнее локально проявляется также внутри некоторых плит в активных континентальных рифтовых зонах (Восточно-Африканских, Кордильерских, Байкальской, в Эгейском море и др.) и некоторых обширных высокогорных областях с утолщенной корой (Тибет, Высокие Анды), где оно, возможно, связано с явлением гравитационного расползания и лишь несколько осложняет общую относительно однородную картину ориентировки напряжений на площади соответствующих литосферных плит. На границах и окраинах некоторых плит и микроплит с континентальной корой, по-видимому, под воздействием толкающих сил, приложенных в зонах спрединга, существует коллизийный режим, фиксируемый взбросо-надвиговым характером смещений в приверхностных областях коры и очагах землетрясений в более глубоких ее зонах (например, на границе Евразийской и Индийской плит в Гималаях, в Западной Европе к северу от Альп и в Северной Америке у восточного края Кордильерского складчатого пояса).

Роль предполагаемых в плитотектонических моделях сил, затягивающих океанскую литосферную плиту книзу (*pull slab forces*) в сейсмофокальных зонах (трактуемых как зоны субдукции), в современном глобальном плане напряжений, согласно М. Зобак [17], трудно оценить из-за недостатка данных о напряжениях на дне океанов. Однако региональные напряжения сжатия, установленные при анализе фокальных механизмов для относительно древних участков океанов, явно доминируют над проявлениями растяжения, которые могут быть связаны с воздействием предполагаемых “затягивающих сил” [16].

Примечательно, что авторы исследований мирового поля напряжений в земной коре [15], в отличие от П.Н. Кропоткина, не связывают их с современным, или новейшим, сжатием Земли (возможно, потому, что, согласно одному из главных постулатов тектоники плит, общее сжатие Земли, как и общее расширение в какую-либо эпоху



**Рис. 3.** Генерализованная мировая карта современных напряжений верхней хрупкой части земной коры, по [17], с некоторыми упрощениями и добавлениями автора

1 – траектории абсолютного движения литосферных плит, основанные на модели Д. Минстера и Т. Джордана; 2 – границы литосферных плит (дивергентные, конвергентные и трансформные); 3–5 – направления: 3 – максимального сжатия при взбросовом режиме напряжений, 4 – минимального сжатия (относительного растяжения) при нормально сбросовом режиме напряжения, 5 – максимального сжатия при сдвиговом режиме напряжений (поперечные короткие стрелки показывают направление минимального сжатия); 6 – наиболее обширные высокогорные области суши и внутриокеанические рифтовые хребты; 7 – некоторые районы, в которых ориентировка напряжений не согласуется с постулируемыми направлениями движения основных плит (добавлено автором).

ее истории, вообще не может иметь места). Во всяком случае, результаты этих исследований вряд ли могут считаться бесспорными аргументами против предположения о преобладании некоторого глобального расширения Земли над проявлениями ее сжатия в плиоцене–антропогене. Более того, эти исследования показали, что главным фактором, вызывающим единообразные по величине и ориентировке напряжения внутри отдельных литосферных плит (как и их горизонтальные перемещения одной относительно другой, является расширяющее (толкающее) воздействие на них со стороны активных спрединговых зон океанов, в которых в основном проявляется эффект увеличения поверхности Земли, связанного с ее предполагаемым новейшим расширением. Но если даже допустить, в согласии с П.Н. Кропоткиным, что наблюдаемое в верхней части земной коры преобладание избыточных горизонтальных сжимающих напряжений связано с некоторым современным глобальным сжатием Земли, было бы неправомерно распространять

этот процесс на всю новейшую эпоху (т.е. на последние 10 млн. лет), поскольку на ее протяжении, как и в более древние эпохи геологической истории, имело место чередование фаз расширения и сжатия, и нынешний момент жизни Земли может представлять одну из фаз сжатия, осложняющихся начавшийся в конце миоцена более крупный геопульсационный цикл.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кропоткин П.Н. Новая геодинамическая модель // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 3. С. 575–578.
2. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Изменения радиуса Земли в геологическом прошлом // Геотектоника. 1992. № 4. С. 3–14.
3. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3–24.
4. Международная тектоническая карта Мира. Масштаб 1 : 15 000 000. 1981 / Главный ред. Хаин В.Е. Л.: АН СССР, 1984.

5. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития Земли в фанерозое (Проблемы пульсаций и расширения Земли) // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3–16.
6. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли // Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 298 с.
7. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике // Геотектоника. 1991. № 1. С. 3–20.
8. Милановский Е.Е. Позднейкайнозойский рифтогенез в Средиземноморском подвижном поясе и его связь с геодинамикой // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1992. № 4. С. 25–35.
9. Милановский Е.Е. Новейшая глобальная активизация рифтогенеза как проявление экспансивной фазы пульсации Земли в плиоцене–антропогене // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1994. № 1. С. 10–29.
10. Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
11. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. № 4. С. 3–18.
12. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и в океанах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 5. С. 5–12.
13. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes // Sea-level changes: an integrated Approach // Society of Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ. Oklahoma, USA: Tulsa, 1988. № 42. P. 11–108.
14. Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and Planet. Sci. Letters. 1991. V. 107. № 3/4. P. 437–447.
15. The World stress map Project // Journ. Geophys. Res. Spec. ISSUE. 1992. V. 97. № B8. 11703–12013.
16. Wiens D.A., Stein S. Implications of oceanic intraplate seismicity for plate stresses, driving forces and rheology // Tectonophysics. 1985. V. 116. № 1/2. P. 143–162.
17. Zoback M.L. First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress map project // Journ. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B8. P. 11703–11728.

Рецензенты: П.Н. Кропоткин, В.Г. Трифонов

## Earth's Expansion: Recent Phase of Global Activation

E. E. Milanovskii

The recent (neotectonic) stage of the Earth's geological history, which began at 5–10 Ma, is characterized by increased rifting and spreading, activation of basaltic volcanism, and general relaxation of compressional deformations in the mobile belts as compared with the Oligocene and most of the Miocene. In the Pliocene and Quaternary, compressional deformations were prominent only in the Caucasian–Himalayan sector of the Mediterranean belt as the Arabian and Indian plates collided with Eurasia. The few compressional phases that occurred in the Pliocene and Quaternary had a much smaller impact than those in the Paleogene and Miocene. The onset of the neotectonic stage was preceded by the greatest (since the Mesozoic) tectono-eustatic sea-level fall at 10 Ma. In the Early Pliocene, the sea level rose once again, but this tendency was masked by frequent glacio-eustatic sea-level falls during the subsequent glacial epochs. The character of the geological evolution of the earth during the last 5–10 m.y. suggests that the Alpine geotectonic cycle, which ended in the Oligocene–Miocene with a global increase of compressive stress in the crust, was followed in the latest Miocene and Pliocene by a new, post-Alpine, geotectonic cycle marked by intense crustal extension and expansion.

УДК 551.242.3(234.853)

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЧЕРЕЗ ЮЖНЫЙ УРАЛ**

© 1996 г. Ю. В. Казанцев, Т. Т. Казанцева, М. А. Камалетдинов

*Институт геологии РАН, г. Уфа*

Поступила в редакцию 30.06.94 г.

Впервые с мобилистических позиций представлен геологический разрез через Урал на основе выявленных в последние годы важнейших закономерностей в геологическом развитии складчатых областей и платформ. В предлагаемом пересечении Южного Урала показана объемная геологическая модель складчатой области, построенная на основе большого количества поперечных профилей, увязанных между собой внутренним строением и вещественным выполнением.

**ВВЕДЕНИЕ**

Ведущая роль надвиговых дислокаций в строении различных структурных элементов Земли надежно установлена. Более убедительно это положение обосновывается для складчатых областей. Урал в этом отношении не только не исключение, а наглядный пример. Однако мобилистические представления здесь еще не нашли полной поддержки у геологов-практиков, многие из которых продолжают вести картирование с устаревших позиций. До сих пор в составе Башкирского антиклинория Южного Урала, например, общепринято выделять традиционные структурные формы: Алатауская, Инзерская, Ямантауская, Ирмельско-Малиногорская мегантиклинали, Тараташский гранито-гнейсовый массив – выступ фундамента, Каратауский структурный комплекс и др. Несмотря на то, что доказана аллохтонность Каратауской и Тараташской структур [3, 4, 13], установлены надвиговые поверхности границ большинства известных “мегантиклиналей”, обнаружено и подтверждено бурением чешуйчато-надвиговое строение западного крыла Башкирского антиклинория [4, 16], многие исследователи (В.А. Коротеев, Б.Д., Магадеев, В.А. Попов и др.) продолжают отстаивать классический вариант структуры Урала с показом антиклинорных и синклинорных форм, осложненных субвертикальными разрывами.

Такая же схема изображения структуры продолжает доминировать в геологических организациях, занятых подготовкой к изданию карт 1 : 50000 масштаба. Это обстоятельство заставляет нас вновь обратить внимание исследователей на широкое развитие надвиговых структур, детальное изучение которых в различных зонах позволит определить основные закономерности строения и геологической истории земной коры планеты. Соглашаясь с давним высказыванием Г. Штейнманна [23], который полагал, что как бы не был сторонник новой теории убежден в правоте своих

взглядов, он должен в целях всеобщего признания доказывать ее, чтобы исключить иное толкование, мы и предлагаем интересующимся этой проблемой данную работу.

Пересечением охвачен юго-восточный склон Восточно-Европейской платформы, Предуральский прогиб, Башкирский антиклинорий, Зилаирский синклинорий, Центральноуральский (Уралтауский) антиклинорий и Магнитогорский синклинорий на широте г. Стерлитамака. Выбранное направление обусловлено сравнительно хорошей изученностью геологии, достаточной обнаженностью и относительно лучшей (по сравнению с другими районами) доступностью. Анализ имеющегося геолого-геофизического материала позволил установить, что эволюция названных выше структур осуществлялась в режиме прогрессивного горизонтального сжатия, сопровождалась многократным, циклически повторяющимся надвижением геологических масс с востока на запад, создавая закономерно сменяющиеся во времени и пространстве ряды геологических формаций и слагаемых ими структурных форм [2–5, 9–12, 14–16]. В пределах рассматриваемого региона установлены многочисленные надвиговые дислокации, сформировавшие разноранговые структурные формы: тектонические чешуи, пластины и покровы, свидетельствующие о многоактности структурообразующих периодов. Здесь запечатлены факты тектонического перекрытия чешуй и пластин покровами, одних покровов другими, а также расчешуивания покровов (рис. 1 и 2). В целом структура расшифрована благодаря применению методики структурно-вещественной согласованности, основанной на использовании закономерностей, установленных при картировании структур горизонтального сжатия [6, 7]. Рассмотрим характер строения и вещественное выполнение главных тектонических элементов, пересекаемых профилем.

## ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Стратиграфическая колонка Восточно-Европейской платформы представлена осадочными породами верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Наиболее древними образованиями, вскрытыми скважинами, являются кварцито-песчаники зильмердакской, мергели, доломиты и аргиллиты катавской, песчаники, алевролиты и аргиллиты инзерской и известняки миньярской свит каратауской серии верхнего рифея. Их общая мощность составляет более 1000 м. Выше располагаются конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты ашинской серии венда мощностью 1500 м.

Палеозойские отложения начинаются с конгломерато-песчано-глинистых и карбонатных осадков среднего девона мощностью от 50 до 200 м, включая эйфельский и живетский ярусы. В составе верхнего девона выделяются франский (аргиллиты, песчаники, известняки) и фаменский (известняки, доломиты) ярусы общей мощностью 250–300 м.

Каменноугольная система включает нижний, средний и верхний отделы. В нижнем выделяются турнейский и визейский ярусы, представленные карбонатными и терригенными породами, мощностью 300–1500 м.

Отложения среднего отдела делятся на башкирский и московский ярусы. В составе первого развиты доломиты и известняки с линзами кремней, мощностью 50–250 м, второго – известняки,

доломиты, аргиллиты, алевролиты, мощностью 100–500 м.

Начиная с верхнего карбона и нижней перми, платформенные преимущественно карбонатные отложения в сторону краевого прогиба сменяются вначале рифовыми известняками, затем депрессионными образованиями – мергелями, аргиллитами и далее молассовыми фациями. Мощность пород возрастает от 300–500 до 3000–3500 м.

Верхнепермские образования выделяются в пестроцветную молассу общей мощностью более 3000 м. Мезокайнозойские также преимущественно молассовые отложения развиты не повсеместно. Их мощность колеблется от 0 до 400 м.

Согласно современным представлениям на строение юго-восточного склона Восточно-Европейской платформы структура осадочного чехла выражена серией малоамплитудных субгоризонтальных или полого наклоненных аллохтонных тел, смятых в складки [18, 19].

В рассматриваемом пересечении на территории платформы обнаружены Куганакская, Талачевская, Стерлитамакская и другие тектонические чешуи. Надвиги, их ограничивающие, характеризуются крутыми фронтальными и пологими тыловыми зонами, прослеживаясь на глубине 4–5 км, вероятно, внутри пластичных глинистых пачек рифея (см. рис. 2). Выделены они по данным переинтерпретации материалов сейсмопрофиля № 157326. Куганакский надвиг подтвержден скв. 1 Уразметовской площади, пробуренной в долине р. Куганак. Выход его на дневную поверхность прослежен в северо-восточном направлении от р. Куганак до южной окраины с. Толбазы на 35 км. Талачевский надвиг проходит в 2 км юго-восточнее Куганакского. Он имеет аналогичное с первым простирание. Скв. 10 Уразметовской площади зону Талачевского нарушения встретила на глубине около 2 км. Стерлитамакский надвиг обнаружен скв. 12 той же площади на основании повторения части пластов девона на глубине около 2.8 км. На поверхности надвиг прослеживается вдоль западной окраины г. Стерлитамака в северо-восточном направлении.

## ПРЕДУРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ

Трансект пересекает южную ванну прогиба – Бельскую впадину. Последняя простирается вдоль западного склона Южного Урала на 500 км от бассейна р. Илек на юге до хр. Каратау на севере. Ширина ее достигает 60 км. Архейско-раннепротерозойский фундамент на территории впадины ступенчато погружается к востоку, залегая на глубине 9–12 км. Структура рифейских и вендских отложений почти не изучена. Предполагается, что она составлена аллохтонами, смятыми в складки и нарушенными надвигами, как это установлено



Рис. 1. Обзорная карта местоположения геологического разреза через Южный Урал вдоль сейсмических профилей 1068306, 068406 и 068506.

в пределах Башкирского антиклинория, ибо эти образования здесь в результате многократного надвигания выведены на поверхность [17].

Отложения девона и карбона Бельской впадины по составу аналогичны платформенным. Они осложнены Инзеро-Усольской ветвью Камско-Кинельской системы депрессий, пересекающей центральную часть впадины с запада на восток, свидетельствуя о том, что в девонское и каменноугольное время геологическое развитие рассматриваемой территории было неразрывно связано с юго-восточным склоном платформы.

В пределах Бельской впадины проведен большой объем буровых и геофизических работ. При этом в палеозойских и докембрийских отложениях обнаружены многочисленные региональные надвиги, прослеживающиеся параллельно Уралу на многие десятки километров. Ими Бельская впадина "нарезана" на многочисленные тектонические чешуи, вытянутые в плане в виде полос субмеридионального простираения и последовательно надвинутые одна на другую с востока. В каждой чешуе степень дислоцированности возрастает от тыловых частей к фронтальным зонам: антиклинальные складки в тылу чешуй имеют форму куполовидных поднятий с пологими крыльями и небольшой высотой, вдоль фронтальных же зон развиты линейно вытянутые сжатые структуры с крутыми и повсеместно асимметричными крыльями. В то же время степень деформации пород усиливается в восточном направлении. Чем ближе к Уралу, тем больше становится надвигов, которые сближаются так, что обнаженными оказываются лишь фронтальные части чешуй, почти полностью перекрытых с востока соседними аллохтонами [4].

В пределах впадины выделены Шиханско-Волостновская, Табынско-Иштугановская, Кисындинская, Зилимско-Красноусольская, Архлатышско-Саитбабинская, Ковардинская и другие тектонические чешуи. *Шиханско-Волостновская* является одной из наиболее крупных и хорошо изученных структур, на примере которой можно представить строение любой из них. В плане чешуя вытянута в виде полосы параллельно складчатому Уралу от Каратау на севере до широтного течения р. Урал на юге. Ширина ее колеблется от 6 до 20 км. На отрезке от д. Бурлы до с. Карташево она полностью перекрыта с востока Табынско-Иштугановской чешуей. Вдоль фронтальной части Шиханско-Волостновской чешуи породы смяты в ряд линейно вытянутых антиклинальных складок длиной до 8 км, шириной 1,3–3 км и высотой 100–250 м: Антоновскую, Пастушинскую, Карлинскую, Шиханскую, Воскресенскую, Северо-Араслановскую, Араслановскую, Волостновскую, Тавакановскую и др. Ограничивающий чешую надвиг вскрыт бурением на перечисленных

структурах на глубинах 1100–1800 м. Его поверхность погружается на восток под углами от 15 до 60° во фронтальной части, выполаживаясь с глубиной до почти горизонтального положения. Амплитуда латерального перемещения пород по надвигу возрастает от 350–400 м для артинских слоев до 750–800 м для нижнекаменноугольных.

Центральная часть чешуи осложнена крупным Кинзебулатовским надвигом, прослеженным в меридиональном направлении на расстоянии 100 км от южной периклинали Карлинской до Южно-Волостновской структуры. Его поверхность наклонена на запад под углами 24–45°. Горизонтальное смещение по нему пород перми составляет 400 м, среднего карбона – 750 м. К висячему крылу Кинзебулатовского надвига приурочены антиклинальные складки с размерами 1–1,7 × 3,5–10 км при высоте до 250 м (Буруновская, Салиховская, Кинзебулатовская, Ромадановская и др.). Все они имеют сравнительно пологие (10–20°) западные и крутые (30–90°) восточные крылья.

Бурением установлено, что на глубине Кинзебулатовский надвиг продолжается до встречи с плоскостью Шиханско-Волостновского надвига, образуя Шиханский блок клиновидной формы. Породы палеозоя вдоль западного и восточного его крыльев смяты в линейные складки асимметричного строения, центральная же часть представлена пологой синклиналью.

В тыловой части Шиханско-Волостновской чешуи известны куполовидные поднятия (Тейрукское, Селеукское, Аникеевское и др.) с наклоном слоев на крыльях под углами 3–5°. Высота их колеблется от 50 до 200 м, размеры 1,5–3 км в поперечнике. Все они прослеживаются на удалении 7–10 км от фронтальной части надвига.

Строение Табынско-Иштугановской, Зилимско-Красноусольской, Архлатышско-Саитбабинской, Ковардинской и других тектонических чешуй, пересекаемых профилем (см. рис. 2), принципиально не отличается от рассмотренной [4].

## БАШКИРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Башкирский антиклинорий – крупнейшая структура западного склона Урала, прослеживающаяся на 350 км от р. Уфы (у г. Нижний Уфалей) на севере от широтного колена р. Белой на юге. Его максимальная ширина – 110 км – приурочена к бассейну р. Инзер на Южном Урале.

Наиболее древними образованиями, обнажающимися в междуречье Уфы и Ая, являются слюдяно-гранатовые гнейсы, мигматиты и амфиболиты, слагающие хр. Тараташ. Этот комплекс пород имеет архейско-раннепротерозойский возраст и сопоставляется с образованиями фундамента Восточно-Европейской платформы [1]. Выше с резким угловым несогласием залегают толщи

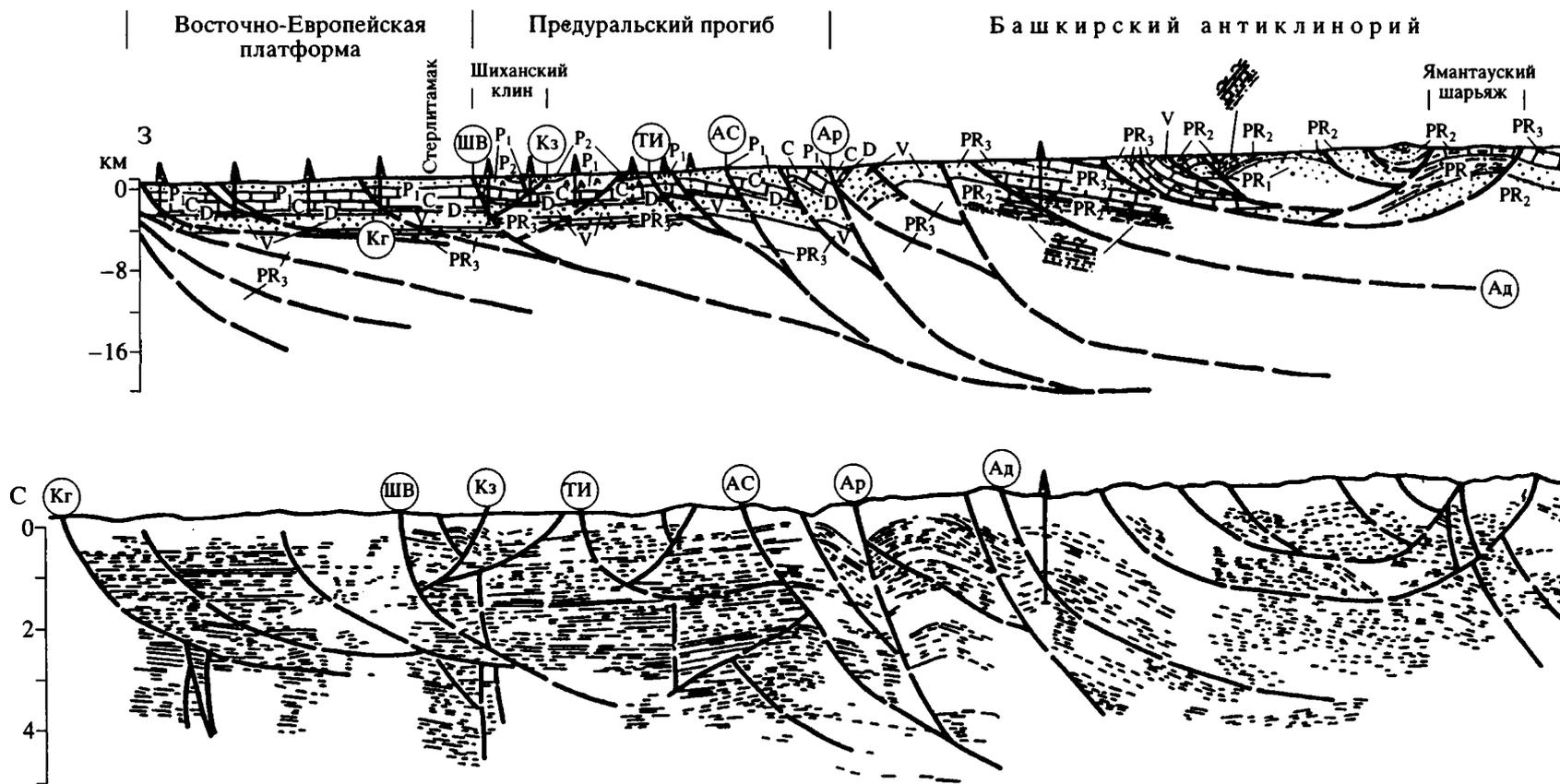


Рис. 2. Геологический (вверху) и временной [по А.И. Загребинной] (внизу) разрезы через Южный Урал.

1 – моласса; 2 – флиш; 3 – кварциты, глинистые сланцы; 4 – известняки; 5 – гипсы и ангидриты; 6 – мергели, глинистые известняки; 7 – туфы смешанного состава; 8, 9 – вулканы: 8 – кислого и 9 – основного составов; 10 – глинистые, углисто-глинистые сланцы; 11 – прослой яшм и кремней; 12 – туфобрекчии среднего состава; 13 – слюдяные сланцы, гнейсы; 14 – субвулканы кислого состава; 15 – гранитоиды; 16 – гипербазиты; 17 – серпентинитовый меланж; 18 – стратиграфические границы; 19 – надвиги установленные (а) и предполагаемые (б); 20 – скважины; 21 – сейсмические отражающие площадки. Названия надвигов: Кг – Куганакский, ШВ – Шиханско-Волостновский, Кз – Кинзебулатовский, ТИ – Табынско-Иштугановский, АС – Архлатышко-Саитбабинский, Ар – Арларовский, Ад – Авдырдакский, ГУН – Главный Уральский.

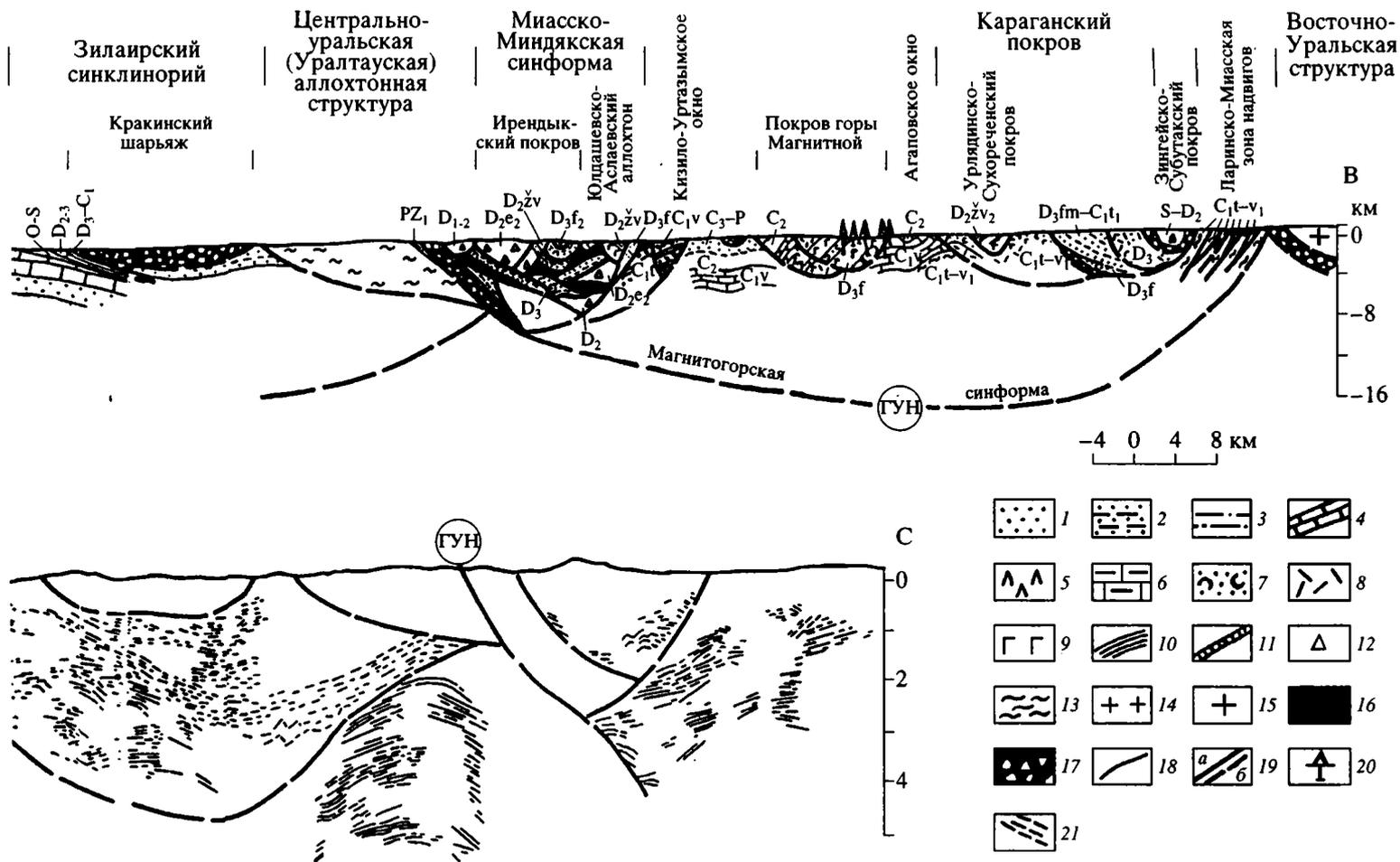


Рис. 2. Окончание.

верхнепротерозойских (рифейских, по Н.С. Шатскому) пород общей мощностью около 12 км, расчленяемых на три серии: бурзянскую, юрматинскую и каратаускую [17].

*Бурзянская серия* (нижний рифей) включает айскую, саткинскую и бакальскую свиты. Айская свита (абсолютный возраст от 1600–1650 до 1350 млн. лет) мощностью около 1000 м представлена кварцевыми песчаниками, кварцитами, гравелитами, конгломератами. В нижней ее части встречаются эффузивы и их туфы, а в верхней – прослой доломитов и углисто-кварцево-глинистых сланцев. Саткинская свита составлена доломитами, доломитизированными известняками, известняками, мергелистыми сланцами с прослоями песчаников. Мощность 1900–2200 м. Бакальская сложена глинистыми, серицито-кварцевыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями кварцевых и кварцитовидных, иногда аркозовых песчаников. В верхней части отмечены доломиты. Общая мощность колеблется от 600 до 1400 м.

*Юрматинская серия* состоит из машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит. Машакская свита представлена кварцитовидными песчаниками, крупногалечными конгломератами и углстыми и серицито-хлорито-кварцевыми сланцами мощностью свыше 1500 м. Зигальгинская включает три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю. Преимущественно песчаниковыми и кварцитовыми являются нижняя и верхняя толщи. Средняя представлена кварцево-глинистыми, серицито-кварцевыми алевролитами и сланцами. Маломощные прослой кварцево-серицито-углстых сланцев встречаются в нижней толще. Общая мощность свиты 800–1000 м. Зигазино-комаровская свита также расчленена на три толщи. В двух нижних преобладают кварцевые и аркозовые алевролиты и песчаники с прослоями известняков, в верхней – кварцевые песчаники с прослоями слюдяно-хлорито-кварцевых сланцев. Мощность свиты 700–900 м.

Авзянская свита представлена в нижней части преимущественно карбонатными породами с прослоями алевролитов, сланцев и песчаников. Средняя и верхняя части в основном сланцевые, с прослоями доломитов, алевролитов и песчаников. Мощность свиты – 900–1100 м.

*Каратауская серия* объединяет зильмердакскую, катавскую, инзерскую и миньярскую свиты. Зильмердакская начинается с базальных конгломератов, залегающих на различных толщах среднего рифея. В составе свиты кварцевые и аркозовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы и тонкие прослой известняков. Мощность ее 1000–2700 м. Катавская свита представлена известняками с прослоями доломитов, листоватых глинистых сланцев, известковистых песчаных аргиллитов и алевролитов. Мощность 170–260 м.

Инзерская составлена кварцевыми алевролитами, песчаниками и сланцами мощностью до 300 м. Миньярская характеризуется карбонатным составом – это доломитизированные известняки, иногда водорослевые и оолитовые с линзами кремней. Мощность – 400–800 м.

*Вендский комплекс*, ашинская серия (урюкская, басинская, куккараукская, зиганская свиты) залегает с размывом на подстилающих породах. Она сложена кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми сланцами с прослоями конгломератов мощностью 1200–1400 м.

*Разрез палеозоя* аналогичен платформенному. Он начинается базальными песчаниками такатинских слоев девона, мощностью до 100 м. Выше залегает преимущественно карбонатная толща среднего и верхнего девона суммарной мощностью около 200–300 м, терригенные и терригенно-карбонатные породы нижнего карбона (до 500 м) и карбонатные среднего карбона (200–250 м). Далее терригенные породы верхнего карбона и нижней перми, имеющие мощность до 2000 м.

По данным геофизических исследований [22], под всем Башкирским антиклинорием прослеживается архейско-раннепротерозойский фундамент Восточно-Европейской платформы. Из чехольных отложений могут присутствовать верхнерифейские. Вендско-палеозойские осадочные породы под Башкирским антиклинорием наиболее вероятны на западном крыле. Их фациальный состав, очевидно, аналогичен платформенному. Восточнее же, по мнению В.А. Романова, в качестве подстилающих структуру антиклинория, скорее всего, окажутся рифейские осадки, но менее дислоцированные, чем те, что слагают Башкирский антиклинорий.

В рассматриваемом пересечении структура антиклинория представлена серией тектонических чешуй (Арларовской, Бришской, Ямантауской, Авдырдакской, Зильмердакской, Шаикской и др.), объединяемых в ряд крупных тектонических пластин и покровов, перемещенных с востока на запад. Каждая форма осложнена пликативными дислокациями.

У с. Кулгунино, на тракте Стерлитамак–Белорецк пройдена глубокая скв. 1. Она заложена в поле выхода катавских доломитов и мергелей. Обнажения катавских пород видны непосредственно в самой д. Кулгунино, в борту долины р. Шишеняк, а также вдоль многочисленных оврагов, спускающихся к реке.

Скважина вскрыла следующий разрез (сверху вниз):

0–620 м – катавская свита: известняки серые с зеленоватым, красноватым, коричневатым оттенками, иногда глинистые, с прослоями мергелей,

реже аргиллитов и алевролитов. Угол наклона слоистости 5–10°.

620–1244 м – зильмердакская свита: переслаивание темно-серых аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников, а внизу (992–1244) буровато-коричневых доломитов и доломитовых мергелей. Угол наклона слоистости 5–25°.

1244–2310 м – авзянская свита: розовые, красные, зеленые доломиты и мергели в верхней половине с телами субщелочных диабазов. В интервале 1575–1655 м – розовые кварцевые моноциты. Угол наклона слоистости 5–15°.

2310–2470 с – кварцевые диабазы.

2470–2702 м – зигазино-комаровская свита: черные и темно-серые глинистые и углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Угол наклона слоистости 10–15°.

2702–3141 м – зигальгинская свита: розовые и сиреневые кварцевые песчаники с редкими слоями сланцев (вверху). Угол наклона слоистости 10–15°.

3141–4223 м – подзигальгинская толща (аналог среди пород Башкирского антиклинория не обнаружено): аргиллиты и алевролиты темно-серые и черные, слюдястые, иногда слабо доломитистые и углистые. Угол наклона слоистости в верхней части разреза 30–40°, ниже – 5–25°.

4223–4574 м – нет материала.

4574–4696 м – зигазино-комаровская свита: сланцы углисто-кремнисто-глинистые (вверху) и кварцево-полевошпатовые песчаники (внизу). Порода темноокрашенные.

4696–5025 м – зигальгинская свита: песчаники розовые и сиреневые, иногда зеленоватые, кварцевые, цемент участками доломитистый. В верхней части редкие прослои бурых аргиллитов. В интервале 4709–4711 м – конга-диабазы.

На глубине 4574 м скважиной пройдено нарушение, после которого повторно встречены отложения зигазино-комаровской толщи. С учетом данных геологических съемок это нарушение увязывается с Авдырдакским надвигом, выходящим на поверхность в 7.5 км западнее скважины.

Если на западном крыле антиклинория сместители надвигов наклонены на восток, то на восточном появляются нарушения с западным падением, что зафиксировано данными пройденного здесь сейсмопрофиля № 068406–068506. На глубине часть таких нарушений соединяется с надвигами, падающими на восток. В результате образуются аллохтоны-синформы. Очевидно, в центральной зоне Башкирского антиклинория можно ожидать появление нескольких синформ, вложенных одна в другую (см. рис. 2).

## ЗИЛАЙРСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Линия геологического пересечения проходит через северную центриклиналь Зилайрского синклинория, в районе аллохтона гор Южный Крака. Названный синклинорий представляет собой асимметричную отрицательную структуру с пологим западным и крутым восточным крыльями, выполненную палеозойскими осадками субплатформенного типа. Они представлены кварцевыми песчаниками, песчаными доломитами и конгломератами ордовика, несогласно лежащими на породах докембрия, мощностью не более 30–40 м; песчаными доломитами, глинистыми сланцами с прослоями известняков, доломитами и известняками силура в объеме трех (ландовери, венлок, лудлов) ярусов мощностью 450–600 м; рифогенными известняками нижнего девона, мощностью 400–500 м; песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками среднего девона, мощностью 500–1000 м; известняками франского и граувакками фаменского ярусов верхнего девона – турнейского яруса нижнего карбона, мощностью до 200 м карбонатной и более 1500 м терригенной частей.

Все подразделения палеозоя от ордовика до нижнего карбона погружаются к центру структуры, с закономерным омолаживанием толщ. Центральная часть депрессии выполнена вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями эвгеосинклинального типа раннего и среднего палеозоя, строение которых определено как крупноглыбовый меланж. На последнем покоятся гипербазитовые массивы Крака, возраст которых датируется докембрием. Эти образования, генетически чуждые одновозрастным породам постели, образуют сложно дислоцированный шарьяж, надвинутый с восточного склона Урала, сохранившийся от размыва на поверхности флишевых осадков зилайрской свиты в осевой части северной центриклинали Зилайрского синклинория, что удивительным образом подтверждает представления Т.Т. Казанцевой [8], высказанные ею более 20 лет тому назад.

## ЦЕНТРАЛЬНОУРАЛЬСКАЯ (УРАЛТАУСКАЯ) АЛЛОХТОННАЯ СТРУКТУРА

Уралтауская (или Центральноуральская) структура выделяется как осевая зона Урала, имеющая ширину от 5 до 25 км. На всем протяжении (около 400 км) она сложена породами пестрого литологического состава, обладающими различной степенью метаморфизма. Впервые эти породы были расчленены Д.Г. Ожигановым [21] на максютовский и суваянский комплексы. По мнению В.И. Козлова [20], максютовский комплекс и уткальская свита суваянского комплекса отвечают среднему рифею, средняя и верхняя части

суваньякского комплекса принадлежат верхнему рифею и венду. Сложены оба комплекса преимущественно сланцами и кварцитами. Сланцы серицито (мусковито)-хлорито-кварцевого, графито-кварцевого, слюдисто-графитового состава с глаукофаном, иногда с гранатом повсеместно переслаиваются, содержат прослой и линзы вулканогенных и терригенных пород.

Строение Уралтау отличается сложным тектоническим расчленением с надвиганием в целом в направлении с востока на запад. Чешуи смяты в многочисленные складки (Уткальская, Мазаринская, Максютювская и др.), расположенные во фронтальных частях чешуй [17]. В предполагаемом пересечении Уралтауская структура представлена плоским аллохтоном, погружающимся на восток, под эвгеосинклинальную область Урала. Из-за сложной мозаики разрывных элементов его внутреннее устройство не показано.

### МАГНИТОГОРСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Рассматриваемое пересечение проходит через центральную часть Магнитогорского синклинория. В его строении принимают участие породы от ордовика до карбона включительно, представленные вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями.

В постели Магнитогорского синклинория наиболее древними являются различные гнейсы, слюдистые, слюдисто-кварцевые сланцы, кварциты докембрийского возраста, обнажающиеся вдоль западного крыла. Выше выделяются хлоритовые, кварцево-хлорито-серицитовые сланцы, кварциты, амфиболиты раннепалеозойского возраста. Из фаунистических остатков в них определены средне-позднеордовикские и силурийские триблоты, брахиоподы, граптолиты и др. Мощность отложений не установлена, так как присутствуют они во фрагментах тектонических чешуй. Этот комплекс пород рассматривается как миогеосинклинальный.

Эвгеосинклинальная колонка начинается с ордовикско-силурийских образований, представленных лавами и лавобрекчиями базальтов с линзами кремнистых и углисто-кремнистых сланцев с граптолитами. Максимальная мощность пород достигает 2.5 км.

Далее следует вулканогенный комплекс нижнего девона-нижнеэйфельского подъяруса среднего девона, в составе которого присутствуют разнообломочные, в том числе и глыбовые агломератовые туфобрекчии и туфы базальтов, андезитобазальтов и липарито-дацитов с прослоями пепловых туфов и туффитов, часто слоистых. Мощность пород измеряется иногда несколькими километрами.

Выше развиты флишoidы, ритмы которых составлены туфами и туфобрекчиями андезито-ба-

зальтового состава. Среди них присутствуют теллагиноклазовых порфиритов. Возраст отложений определяется как позднеэйфельский. Мощность достигает нескольких километров.

Раннеживетские образования представлены лавами и лавобрекчиями диабазов, содержащими прослой и линзы яшм и яшмоидных туффитов. Среди основных присутствуют и кислые вулканические тела. Венчает их 150–200-метровый горизонт сургучных яшм с раннеживетскими кордонитами. Мощность 2500 м.

В западной половине рассматриваемой территории образования раннеживетского возраста представлены олистостромом. Обломки и глыбы в нем имеют разнообразный (вулканогенный и осадочный) состав. Мощность олистострома составляет 200–500 м.

Выше выделяется толща ритмичного переслаивания туфов, туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфопелитов позднего живета. Ее мощность более 1500 м. Верхняя ее часть на основании находки соответствующей органики выделяется как нижнефранская, в составе которой присутствуют кремни, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, часто углистые, аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты с прослоями и линзами известняков, известняковых конгломератов.

Выше появляется глыбовый горизонт, представленный обломками и блоками осадочных (известняки с фауной франского яруса) и магматических (эффузивных и интрузивных) пород. Возраст олистострома предположительно определяется как фаменский. Мощность его, очевидно, превышает 1000 м.

Зилаирская свита, объединяющая толщу терригенного флиша позднего девона-раннего карбона, имеет достаточно однообразный состав отложений – это аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты с отчетливой градиционной слоистостью. Мощность измеряется несколькими сотнями метров.

Самый верхний член разреза представлен нижнекаменноугольными карбонатными отложениями, кое-где перекрытыми флишем среднего и молассой позднего карбона, обнажающимися в Кизило-Уртазымском тектоническом окне. Чешуйчато-надвиговая структура не позволяет определить истинную мощность этих пород. По всей вероятности, мы можем говорить о нижнем ее пределе. Известняковые толщи визейского яруса имеют мощность более 3 км, терригенно-карбонатный флиш среднего карбона – более 1 км, моласса позднего карбона – около 2.5 км.

Центральная часть Магнитогорского синклинория, ограниченная шириной г. Верхнеуральска

на севере и г. Сибай на юге, рассматривается как наиболее погруженная (глубине 12–18 км), запечатлевшая в себе различные структурные формы, в том числе и созданные так называемыми “глубинными разломами”. Последним часто приписывается двойная роль. С одной стороны, они хорошо проницаемы для горячих растворов, инъецируемых с больших глубин, с другой – совершенно непроницаемы для осадочных отложений, выступая в роли барьера, ограждающего от смешения осадочные бассейны с разными режимами накопления. Действительно, на поверхности часто соседствуют рядом осадочные и вулканогенные формационные комплексы, чье одновременное образование должно было бы происходить в достаточно удаленных один от другого бассейнах седиментации. Но в этом случае между ними могли накапливаться промежуточные разности, которые неизвестны на поверхности. Установление надвиговых форм в Магнитогорской синформе, их взаимное перекрытие позволило обнаружить такие переходные формации на глубине, в поднадвиговых структурах. Т.е. глубинные разломы оказываются обычными надвигами, не прослеживаемыми ниже ложа структуры.

По данным сейсморазведки, структура Магнитогорского синклиниория на рассматриваемом пересечении имеет отчетливое синформное строение с широким развитием надвиговых и, главным образом, покровных форм. Синформа сформирована комплексом дислоцированных шарьяжей, представленных внизу преимущественно флишевыми и карбонатными сериями верхнего девона – нижнего карбона, в верхней – вулканогенными основным, среднего и кислого составов с телами кислых субвулканитов раннего – среднего палеозоя. Структуры, находящиеся в основании синформы, подстилаются гипербазитами либо серпентинитовым меланжем.

Шарьяжи отличаются по составу, возрасту и размерам. Наиболее крупные из них располагаются внизу, меньшие по размерам – наверху. Нижние включают в себя верхние, вложенные один в другой. Последние могут закрывать лежащую под ними форму полностью либо частично, открывая какое-то крыло. Такой небрежно построенный пакет структур напоминает сложенную колонну тарелочного сервиза. Он выделяется перекрестом сейсмоотражающих площадок на крыльях синклинальных форм.

Закартированы Магнитогорская, Миасско-Миндякская, горы Магнитной, Урлядинско-Сухореченская, Краснинско-Нагайбакская, Зингейско-Субутакская и другие аллохтонные формы. Наиболее крупная – *Магнитогорская* – представляет собой систему герцинских взаимоувязанных надвигов, охвативших полный комплекс палеозойских пород (см. рис. 2).

Западное крыло Магнитогорской синформы представлено серпентинитовым меланжем, фиксирующим выход на поверхность Главного Уральского надвига (см. ГУН на рис. 2). Угол его погружения меняется на разных уровнях, но в целом не очень крутой – 30°–50°, к тому же с глубиной надвиг выполаживается до субгоризонтального залегания.

Далее на восток выделяется *Миасско-Миндякская синформа*, которая начинается Ирландыкским шарьяжем, включает Узункырский покров и Юлдашевско-Аслаевскую пластину. Синформа представлена вулканогенными ниже-среднедевонскими породами, кое-где перекрытыми средне-верхнедевонскими осадочными отложениями. Последние расчленены надвигами на ряд аллохтонов – синформ, вложенных один в другой.

По мнению Б.Д. Магадеева и др. (1976 г.), данному району присуще сложное блоковое строение вплоть до глубины 2.5 км. Здесь налицо резкая дифференцированность горных пород по плотности: рядом с очень плотными (2.8–2.82 г/см<sup>3</sup>) массивами располагаются менее плотные (2.68–2.74 г/см<sup>3</sup>). Однако глубже 5 км эти различия исчезают и структура приобретает более однородный состав. Данные геофизического профиля свидетельствуют о физическом и тектоническом расслоении разреза. Если в основании его лежат тяжелые (2.9 г/см<sup>3</sup>) образования, сопоставимые с ультрабазитами, то выше идут слоистые пакки, характеризующиеся присутствием субпараллельных сейсмоотражающих площадок и плотностью масс в пределах 2.72–2.78 г/см<sup>3</sup>. Они коррелируются с осадочными отложениями среднего – верхнего девона. И, наконец, наверху располагаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднего – верхнего девона, плотность которых колеблется от 2.78 до 2.85 г/см<sup>3</sup>.

С востока на Узункырский покров надвинута Юлдашевско-Аслаевская пластина, сложенная вулканитами контрастной формации раннего живета (карамалыташская свита). На востоке она ограничена Кизильским и Янгельским надвигами, которые выделены по четкому сгущению сейсмоотражений, погружающихся на запад, вначале под углом около 45°, но с глубиной выполаживающихся. На глубине 5 км под Юлдашевско-Аслаевской структурой располагаются легкие массы, отождествляемые с отложениями зилаирской свиты. Выше, их, по данным расчетной плотности, находятся тяжелые породы, сопоставимые с гипербазитами.

Ирландыкский аллохтон представлен несколькими вложенными одна в другую тектонически чаше-чешуями, составленными среднедевонскими вулканогенными комплексами.

Узункырская структура на глубине 2.5 км характеризуется менее плотными (2.78–2.8 г/см<sup>3</sup>),

чем Ирендукская (2.8–2.82 г/см<sup>3</sup>), породами. Вероятно, первую отличает меньшая толщина. Ее синклиальная форма очерчена снизу узкой полосой сгущения площадок сейсмоотражений, коррелируемых с подошвой аллохтона. Глубина структуры около 1 км. Замечена некоторая асимметрия наклона сместителя: на западе он круче, чем на востоке.

Восточное ограничение Миасско-Миндякской синформы, по данным бурения, наклонено на запад под углами 10–60°. В гравитационном поле нарушение фиксируется ступенью: перепад значений силы тяжести достигает 9 мГал на 1 км. Представлено оно мощной зоной дробления, в которую оказались затащенными блоки пород размером свыше 200 м в поперечнике. Среди них можно наблюдать фрагменты разреза вулканогенных пород среднего и верхнего девона.

За Миасско-Миндякской синформой к востоку располагается *Кизило-Уртазымское тектоническое окно*, сложенное ниже-верхнекаменноугольными и нижнепермскими осадочными (карбонатными, флишевыми, молассовыми) отложениями, осложненными пликативными и дизъюнктивными (надвиговыми) дислокациями. По геофизическим данным они прослеживаются до глубины 13 км. Данные плотностного разреза свидетельствуют о перемежаемости на глубине тяжелых и легких масс. Очевидно, в основании некоторых надвигов присутствуют гипербазиты.

Далее на восток, на левом берегу р. Урал обнажаются осадочные и вулканогенно-осадочные образования верхнего девона–нижнего карбона, расчлененные надвигами на отдельные аллохтоны, смятые в складки. По данным геофизических исследований, сместители надвигов падают на восток под пологими (10–30°) углами. На глубине 7–8 км они приобретают субгоризонтальное положение (иногда смяты с образованием чаши), а затем воздымаются кверху, очерчивая подошву крупной синформы, которую мы назвали *покровом горы Магнитной*. Ее структура в плане прослежена преимущественно на правом берегу р. Урал от широты с. Москва на севере до с. Янгельского на юге почти на 100 км. Максимальной ширины около 20 км она достигает в районе г. Магнитогорска. Наиболее изученное Магнитогорско-Малокуйбасское рудное поле, хотя и занимает большей своей частью левый берег р. Урал, входит в состав структуры. Основу ее составляют массивы гранитоидов, окруженные вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами карбона.

Последние представлены диабазами, диабазовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, липарито-дацитами, туфами кислого и смешанного состава, известняками, кремнями раннего карбона и позднедевонскими пироксен-плагноклазовыми порфиритами. Вдоль контактовых зон интрузивных пород с осадочными, в местах развития карбонатных образований, широко присутствуют скарны.

Подошва покрова горы Магнитной на востоке вскрыта скважинами, пробуренными при производстве геологической съемки В.М. Мосейчуком. Наклон поверхности надвига оказался равным 40–50°. Под надвигом расположены карбонатные породы визейского яруса нижнего карбона, что установлено бурением скв. 2056, пройденной по краю восточного карьера Магнитогорского месторождения. На глубине около 600 м скважина под вулканогенными образованиями позднего девона встретила известняки с фауной визе, которые прослеживаются на глубину 1800 м. В зоне надвига, в интервале 400–600 м обнаружены обломки вулканогенных пород различного (от основного до кислого) состава.

Таким образом, карбонатные отложения верхнего визе здесь и южнее, в направлении к Агаповке, слагают большое тектоническое окно. За ним к востоку располагается крупный *Караганский пакет покровов*, составленный несколькими аллохтонами: Лисьегорским, Урлядинско-Сухореченским и др.

Лисьегорский аллохтон сложен вулканогенно-осадочными породами нижнего карбона (березовская свита). Погружение его надвиговой поверхности на восток в районе ст. Буранной составляет 30–35°. Угол определен И.М. Евдокимовым и Г.В. Селезневой методом индуктивности петли. В районе д. Плодогодной надвиг подтвержден бурением картировочных скважин. Севернее горы Малый Куйбас верхневизейские карбонатные отложения последовательно перекрыты Урлядинско-Сухореченской, Нововоронинской, Кассельской и Краснинско-Нагайбакской аллохтонными структурами.

Породы в тектоническом окне смяты в сложные складки, образующие в целом крупную синклиаль, ось которой трассируется в направлении на с. Спасское. Под ней вплоть до глубины 10–12 км, судя по сейсмоотражениям, выделяется несколько синформ, представленных мощными осадочными пластами, отвечающими, по всей вероятности (здесь многочисленны пологие и субпараллельные отражающие площадки), позднедевонско-раннекаменноугольным флишевым образованиям. Не исключено, что они еще тектонически разлинзованы, неоднократно надвинуты одна на другую и смяты в складки. В этом случае пятой становится их колоссальная (10–12 км) мощность, образовавшаяся, по-видимому, вследствие неоднократного повторения разреза разновозрастных отложений. В действительности она меньшая и сопоставима с изученной по обнажениям на поверхности.

Урлядинско-Сухореченский аллохтон надвигнут на Лисьегорский с востока. Он занимает территорию междуречья Урляды и Сухой Речки и сложен вулканогенными породами, включая и мукасовский горизонт кремней вверху и охватывая временной интервал от позднего эйфеля до фамена включительно. Вся эта средне-верхнедевонская толща, в свою очередь, осложнена дизъюнктивными и пликтивными дислокациями, образовавшими несколько тектонических чешуй.

На юге, в бассейне Сухой Речки, фронт Урлядинско-Сухореченского покрова прослеживается вдоль границы отложений карбона и девона в виде ломаной линии субмеридионального простирания, а в районе с. Бабарыкинского круто поворачивает на запад. Здесь, на южных склонах горы Саранкина, где ранее показывалось поле распространения пород верхнего девона, картировочным бурением установлено широкое развитие вулканогенно-осадочных отложений нижнего карбона. Оказалось, что девонские образования имеют аллохтонное залегание и слагают лишь гипсометрически более высокие формы рельефа (горы Саранкина, Могильную, Наваринскую, Бажанкина и др.). В подножье же гор выходят породы карбона. При этом как те, так и другие имеют субмеридиональное простирание, вследствие чего кремни, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы нижнего франа горы Саракиной на юге по простиранию торцом утыкаются в слои карбона. Представляется, что извилистость линии выхода контакта пород девона и карбона в плане, согласующаяся в целом с формами рельефа, однозначно указывает на пологую поверхность надвига первых на вторые.

Зингейско-Субутакский аллохтон установлен данными сейсморазведки. Он сложен вулканогенными породами силура-девона, местами перекрытыми шарьяжами гранитоидных и габброидных массивов Восточно-Уральского поднятия. Постелью аллохтона служит серпентинитовый меланж, обнажающийся широкими (более 2 км) полосами на западном и восточном его крыльях.

Восточнее рассмотренных аллохтонов обнажаются сланцы кремнистые, углисто-кремнистые, глинистые и известково-глинистые, полимиктовые песчаники, алевролиты, прослои кварцитов, мраморов, порфиритоидов раннего карбона восточного крыла Магнитогорской синформы. Породы расчешуены, прослоены серпентинитовыми сланцами и меланжем. Толщина отдельных чешуй измеряется лишь сотнями метров, тогда как длина – километрами. Все структуры наклонены на запад, и это фиксируют данные сейсморазведки. По всей вероятности, данная полоса деформаций продолжает здесь выделенную на севере Ларинско-Миасскую зону надвигов [5]. Ее ширина 4–5 км.

За ней к востоку обнажаются структуры *Восточно-Уральского поднятия*, также представленные аллохтонными формами, сложенными большей частью гранито-гнейсовыми комплексами, неоднократно перемещавшимися в западном направлении в условиях бокового сжатия. Очевидно, здесь, как и в Магнитогорском синклинории, главными являются синформы, вложенные по размеру одна в другую.

Представленное широтное пересечение показало:

1. На платформе, в прогибе и складчатой области дислокации имеют однотипные складчато-надвиговые формы, образованные в условиях горизонтального сжатия.

2. Наглядное возрастание степени дислоцированности горных масс с запада на восток, от платформы к Уралу.

3. Присутствие структурных форм различных рангов, их сложные между собой взаимоотношения, что свидетельствует о полицикличности развития региона.

4. В структурном стиле отчетливо проявлена доминирующая роль пластинчатых геологических тел, чаще синформ, располагающихся одна над другой, смятых вначале автономно, а затем синхронно.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гарань М.И.* Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связанные с ними полезные ископаемые // Международный геологический конгресс. Сес. 17-я. М.: ГОНТИ, 1939. Т. 2. Докембрий. Тектоника Азии. С. 173–181.
2. *Казанцев Ю.В.* Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазоносности Западно-Уральской складчатой зоны // Геология и полезные ископаемые Среднего Урала. Пермь: Кн. изд-во, 1974. № 142. С. 91–96.
3. *Казанцев Ю.В.* Чешуйчато-надвиговая структура Предуральского прогиба: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: Ин-т геол. и геоф. СО РАН, 1982. 33 с.
4. *Казанцев Ю.В.* Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 185 с.
5. *Казанцев Ю.В.* Синформы Магнитогорского синклинория // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 5. С. 1183–1188.
6. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* О методике картирования дислокаций горизонтального сжатия // Изв. вузов. Сер. геол. и разведка. 1990. № 1. С. 113–121.
7. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Трансект через Южный Урал. Уфа: ИГ БНЦ РАН, 1992. 21 с.
8. *Казанцева Т.Т.* Геологическое строение северной части Зилаирского синклинория Урала (Южного) в связи с перспективами нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва: ГИН АН СССР, 1970. 22 с.

9. *Казанцева Т.Т.* Особенности геологического строения северной части Зилаирского синклинали в связи с перспективами нефтегазоносности // Тезисы докладов научной сессии, посвященной нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1971. С. 21–25.
10. *Казанцева Т.Т.* Происхождение и развитие геосинклиналей. Уфа: БФАН СССР, 1981. 26 с.
11. *Казанцева Т.Т.* Тектонические циклы и формационные ряды. Уфа: БФАН СССР, 1983. 37 с.
12. *Казанцева Т.Т.* Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 158 с.
13. *Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.* Геосинклинальное развитие Урала // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288. № 6. С. 1449–1453.
14. *Камалетдинов М.А.* К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных // Геотектоника. 1965. № 1. С. 106–117.
15. *Камалетдинов М.А.* О некоторых основных вопросах тектоники Западного Урала в связи с поисками нефти и газа // Геология нефти и газа. 1968. № 3. С. 42–45.
16. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
17. *Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Козлов В.И., Постников Д.В.* Геология и перспективы нефтегазоносности Урала. М.: Наука, 1988. 240 с.
18. *Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Постников Д.В.* Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.
19. *Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Происхождение нефтегазоносных платформенных структур. Уфа: БФАН СССР, 1979. 63 с.
20. *Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
21. *Ожиганов Д.Г.* Геология хребта Урал-Тау и района перидотитового массива Южного Края. Уфа: Госгеолиздат, 1941. 102 с. (Тр. БТГУ. Вып. 12).
22. *Хатьянов Ф.И.* Расчленение Уральской складчатой области на платформенную и геосинклинальную зоны в свете геофизических данных // Докл. АН СССР. 1963. Т. 150. № 5. С. 1116–1119.
23. *Steinmann G.* Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtshesche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine // Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg I, 1906. Bd. 16. S. 1–49.

*Рецензент А.С. Перфильев*

## A Geologic Transect Across the Southern Urals

Yu. V. Kazantsev, T. T. Kazantseva, M. A. Kamaletdinov

A geologic transect of the Urals is first given in terms of plate tectonics on the basis of the recently outlined major trends of foldbelt and craton evolution. The discussed transect of the southern Urals demonstrates a three-dimensional model of the foldbelt compiled on the basis of numerous cross sections, interrelated in terms of subsurface structure and composition.

УДК 551.242.3(243.85)

## СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ УРАЛА

© 1996 г. А. А. Савельев

Геологический институт РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 16.05.94 г.

Вариссийское обрамление офиолитов Урала представлено как линейная область коллизии между докембрийским континентальным (Восточно-Европейским) и допалеозойским океаническим литосферными массивами, которая формировалась в ходе пульсирующих и перераспределявшихся дифференцированных (сдвиговых) движений этих литосферных массивов. Размещение, внутреннее строение и разнообразные (от субсолидусных до низкотемпературных) структурно-вещественные преобразования офиолитовых ультрабазит-базитовых формаций сохраняют в варисцидах устойчивый план продолжительного и сильного структурного влияния в течение всего времени формирования и по всему пространству области коллизии и, в первую очередь, на ее разных глубинных уровнях. Существование такого влияния позволяет связывать образование офиолитов Урала с кинематическими и динамическими условиями структурно-вещественных преобразований вещества астенотомантии при транспортировке ее масс сквозь литосферу: деформаций, стесненной конвекции и дифференциации вещества астенотомантии в мигрирующих сдвиговых зазорах между литосферными массивами, вне пределов области всплывания мантийных плюмов.

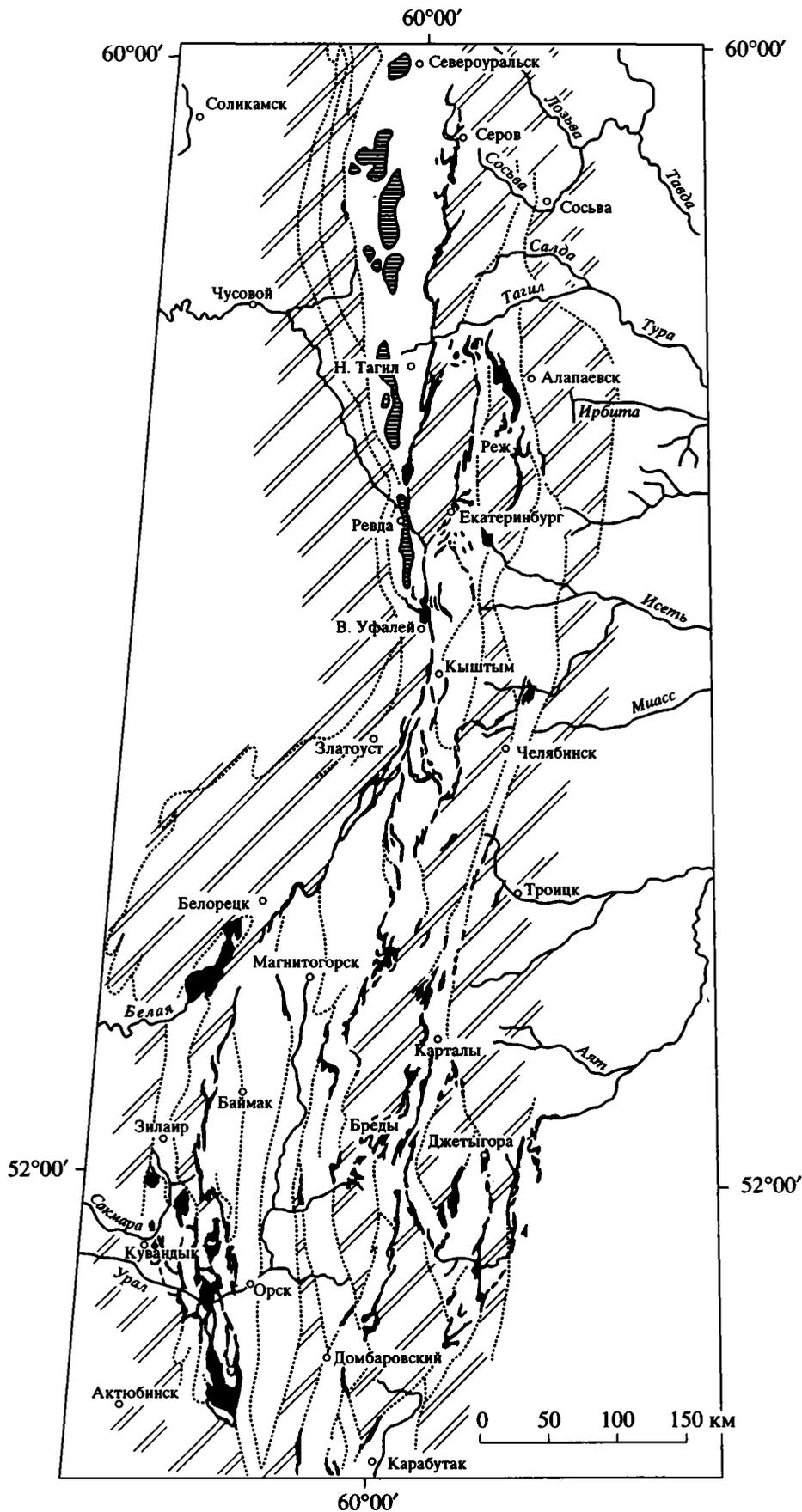
По установленным представлениям, офиолитовые ультрабазит-базитовые ассоциации образуются в зонах взламывания (рифтинга, спрединга) и наращивания литосферы над восходящими горячими или холодными мантийными массопотоками (плюмами). Условия образования формаций ультрабазитовых субсолидусных тектонитов в таких ассоциациях приписываются обстановкам конвектирующей астенотомантии, а базитовых формаций – литосферным или коровым обстановкам в области спрединга. Наблюдаемые текстурно-структурные рисунки пород этих формаций интерпретируются в конечном счете как результат раздвигания и надстраивания литосферы веществом плюма. В различно моделируемой динамике системы астенотомантия/литосфера для срединно-океанического, задугового или надсубдукционного рифтинга плюм является обязательным компонентом, которому придается активная раздвигающая роль, а литосфере – пассивная [14, 15].

Показателем и мерой взаимодействия компонентов в геодинамической системе астенотомантия/литосфера, с разнотазовыми субсолидусными и солидусными состояниями среды, может служить мера конформности/дискомформности астенотомантийных и литосферных, в том числе коровых, структурно-формационных комплексов. Чем более в породах одного из компонентов системы утрачены автономные структурные планы и чем более выражены структурные планы другого, тем большую активность и меру можно, по-видимому приписывать такому воздействию.

Задача статьи показать, что особенности размещения и внутреннего строения офиолитов в варисцидах Урала характеризуют главным образом кинематические и динамические условия транспортировки массивов вещества астенотомантии сквозь литосферу.

Вещающая структура. Вариссийская структура Урала окаймляет Восточно-Европейскую платформу. Ее Пайхойская и северная части примыкают к Печорскому сектору раннекаледонской стабилизации Восточно-Европейской платформы; центральная и южная примыкают к ее карельскому ядру. На востоке варисциды северной половины Урала сопрягаются с эпигерцинской молодой платформой, которая возникла в результате преобразований допалеозойской и, частично, палеозойской океанической литосферы [12]. Она разделяет два докембрийских литосферных массива (Восточно-Европейский и Сибирский); варисциды южной половины сопряжены со сложно построенным литосферным Казахстанским массивом [12].

По [3, 10, 12, 13 и др.], варисциды Урала возникли при сближении Восточно-Европейской и Сибирской плит как область коллизии и скучивания на границе между древней платформой и обширным пространством палеозойской океанической литосферы. По [11], в структуре варисцид сохранились следы дезинтеграции древней континентальной плиты на микроконтиненты при образовании системы рифтогенных (целевых) структур, а также последующего неравномерного



скупивания мозаики микроконтинентов и рифтов. Присутствующие здесь зеленокаменные пояса сравнительно мало деформированы, а часть из них имеет параавтохтонное происхождение коры океанического типа [11]. Оба подхода моделируют разные стороны динамики формирования варисцид, а их главная наблюдательная основа непротиворечиво согласуется при использовании особенностей морфоструктуры и проявления динамики в разных частях формировавшейся структуры.

Пояс варисцид Урала имеет форму левой сигмоиды: пайхойский сегмент (северное побережье–гора Константинов Камень) имеет северо-западное простирание; северный сегмент (гора Константинов Камень – гора Народа) – юго-западное; центральный (гора Народа – город Верхний Уфалей) – меридиональное и далее к югу – вновь юго-западное. Основу структуры составляют эшелонированно чередующиеся в ее поперечном сечении (рис. 1): а – цепочки докембрийско-палеозойских линзовидных литосферных массивов (отщепов от края Восточно-Европейской платформы или экзотических террейнов) с доминирующим гранитоидным магматизмом, вытянутые вдоль пояса; б – зеленокаменные базитовые вулканоплутонические пояса, с характерным ячеисто-петельчатым рисунком размещения между гранитизированными литосферными массивами. Главные структурно-формационные компоненты варисцид или их крупные фрагменты (в первую очередь – зеленокаменные пояса) сохраняют многие первичные соотношения между собой и

во внутренней структуре: Сакмарский (Южный Урал), Малокарский (Полярный Урал), частично Тагильский и Магнитогорский (Средний–Южный Урал) [8, 9, 11]. Наряду с этим они часто оказываются нарушенными и замаскированными разноамплитудными аллохтонными совмещениями орогенного этапа развития (рис. 2). Наибольшие амплитуды устанавливаются для шовных зон между структурно-формационными комплексами, меньшие – между фрагментами их внутренней структуры.

Принципиально важной особенностью структур предорогенного и орогенного совмещения (см. рис. 2) является ясно выраженная практически на всем протяжении варисцид юго-юго-западная–западная вергентность (опрокидывание и асимметрия складок изгиба и течения, левый эшелон субгоризонтальных шарниров складок, наклон субвертикальных шарниров у складок поздних поколений) в перемещении отдельных тектонических массивов (пластин, блоков) или их групп, в наибольшей концентрации тектонических пластин на южных–юго-западных флангах их пакетов. Формирование таких особенностей структур, очевидно, связано с доминированием условий сдвига вдоль края древней платформы.

Некоторые особенности динамики варисцид вытекают из данных палеовулканологических исследований [1, 2, 8, 9 и др.], поскольку размещение и перераспределение со временем изверженных продуктов плавления мантии в пределах коллизии зоны отражает размещение и перераспределение в ней внутрилитосферных зон растяжения (проницаемости) и сжатия.

Извержения магматитов рифтогенных и островодужных структур связаны с двумя эпохами: позднекембрийско-силурийской, наиболее длительной и обильной, и позднедевонско-раннекаменноугольной, менее продолжительной и продуктивной. В зеленокаменных вулканических поясах, которые здесь последовательно сменяют один другой в направлении от древней платформы, проявление активности базитового (мантийного) магматизма смещается со временем от пояса к поясу. На фоне общей асимметрии составов магматитов в этом направлении [8, 9] внутри каждого из вулканических поясов со временем меняется и тектонотип извержений (трещинный → ареальный → центральный), и состав вулканических субформаций. Эти явления ясно отражают концентрацию рассеянных трещин–каналов транспортировки магм в более редкие и крупные, а также нарастание числа и продолжительности задержек в транспортировке выплавки через эти каналы, т.е., в конечном итоге, – вырождение очагов плавления и систем проницаемости, транспортирующих выплавки.

Рис. 1. Структура варисцид Урала.

Структура варисцид Урала определяется линейным эшелонированным чередованием: а – цепочек докембрийско-палеозойских литосферных массивов – отщепов фундамента Восточно-Европейской платформы и/или экзотических террейнов (?) с доминирующим гранитоидным магматизмом (двойная косая штриховка); б – зеленокаменных базитовых вулканоплутонических поясов (не заштрихованы между полями "а") – палеозойских зон сквозьлитосферной транспортировки и накопления продуктов дифференциации вещества мантии: ультрабазитовых реститов и ультрабазит-базит-андезитовых мобилизатов, формирующих офиолитовые (рифтинговые) и дифференцированные (коллиззионные) ассоциации. Точечные линии – граничные зоны литосферных массивов, зеленокаменных поясов и их внутренних сегментов. Цепочки офиолитовых массивов, серпентинитового меланжа и бластомилонитов (черная заливка) образуют ячеисто-петельчатый рисунок этих границ. Части цепочек и отдельные массивы деформированы орогенными сдвиговыми движениями в сигмоиды или в складки волочения с южной–юго-западной вергентностью. Дифференцированные ультрабазит-базитовые массивы Платиноносного пояса (горизонтальная штриховка) маркируют линейную систему внутрилитосферной зоны проницаемости в фундаменте вулканического пояса.



Из палеовулканологических материалов видно, что одновременное накопление близких по составу дифференцированных вулканических формаций происходило не по всей протяженности поясов, а в их отдельных частях: зоны извержений

**Рис. 2.** Схематизированная карта орогенной структуры в Полярном и Приполярном сегментах варисцид Урала.

1–11 – палеозойские структурно-формационные комплексы: 1 – флишевый и молассовый, позднекаменноугольного – триасового возраста, 2 – платформенного шельфа автохтонный (елецкий и его аналоги), позднекембрийско-раннепермского возраста, 3 – терригенно-вулканогенный фундамента окраины платформы автохтонный, рифейско-раннекембрийского (?) возраста, 4–11 – аллохтонные, окраинно-континентальные (террейнов): 4 – сланцевый конденсированный глинисто-кремнисто-карбонатный (лемвинский и его аналоги) силурийско-девонского возраста, 5 – вулканогенно-карбонатно-терригенный и терригенно-кремнисто-вулканогенный нерасчлененные, ордовикско-среднедевонского возраста, 6 – габбро-норитов, оливиновых габбро, пироксенитов, верлитов, троктолитов, флазер-габбро, габбро-амфиболитов, горблендитов (восточнотагильский), досреднепалеозойского (?) возраста, 7 – метаморфические терригенно-вулканогенный по вулканитам недифференцированной базальтовой и базальт-риодацитовой серий, тефроидом, тефротурбидитам, а также вулканогенно-углеродисто-силицистовый объединенные, рифейского (?) возраста; 8–11 – офиолитовый (войкарский): 8 – дунит-гарцбургитовый субсолидных мантийных тектонитов и дунит-клинопироксенит-габбровый кумулятивный объединенные, предсилурийского (?) возраста, 9 – дунит-клинопироксенит-габбровый кумулятивный, предсилурийского (?) возраста, 10 – габбро-норитов – оливиновых габбро анизотропный кумулятивный и габбро такситовых, амфиболовых изотропных габбро, силурийского (?) возраста, объединенные, 11 – габбро такситовых, амфиболовых изотропных габбро, перемежающихся параллельных даек габбро-диабазов и диабазов (а) и покровных или подушечных диабазов и/или порфиритов, силурийского (?) возраста (б); 12 – тоналитов, диоритов ранне-среднедевонского возраста; 13 – андезит-риолито-дацитовый дифференцированный, девонского возраста; 14 – разрывные зоны – границы между: а – структурно-формационными комплексами, б – пакетами пластин внутри структурно-формационных комплексов; 15 – шарниры наиболее крупных орогенных складок; 16 – зоны развития субглаукофановых (а) и глаукофановых и гранат-глаукофановых (б) сланцев; 17 – главные направления орогенного совмещения структурно-формационных комплексов. Буквенные обозначения: поднятия и выступы в структуре платформ: Чн – Чернова, Чр – Чернышева; поднятия и выступы ее фундамента: Е – Енганэлэ, Мн – Манитаньрд, Кожимское; докембрийские (?) литосферные массивы-террейны: М – Марункеу, Х – Харбейский; габбро-гипербазитовые массивы: Х – Хардьюсский, Мс – Мокросыннинский, Хс – Харасюрский, С – Сьумкеу, Р – Райиз, В – Войкаро-Сыннинский, Хл – Хулгинский.

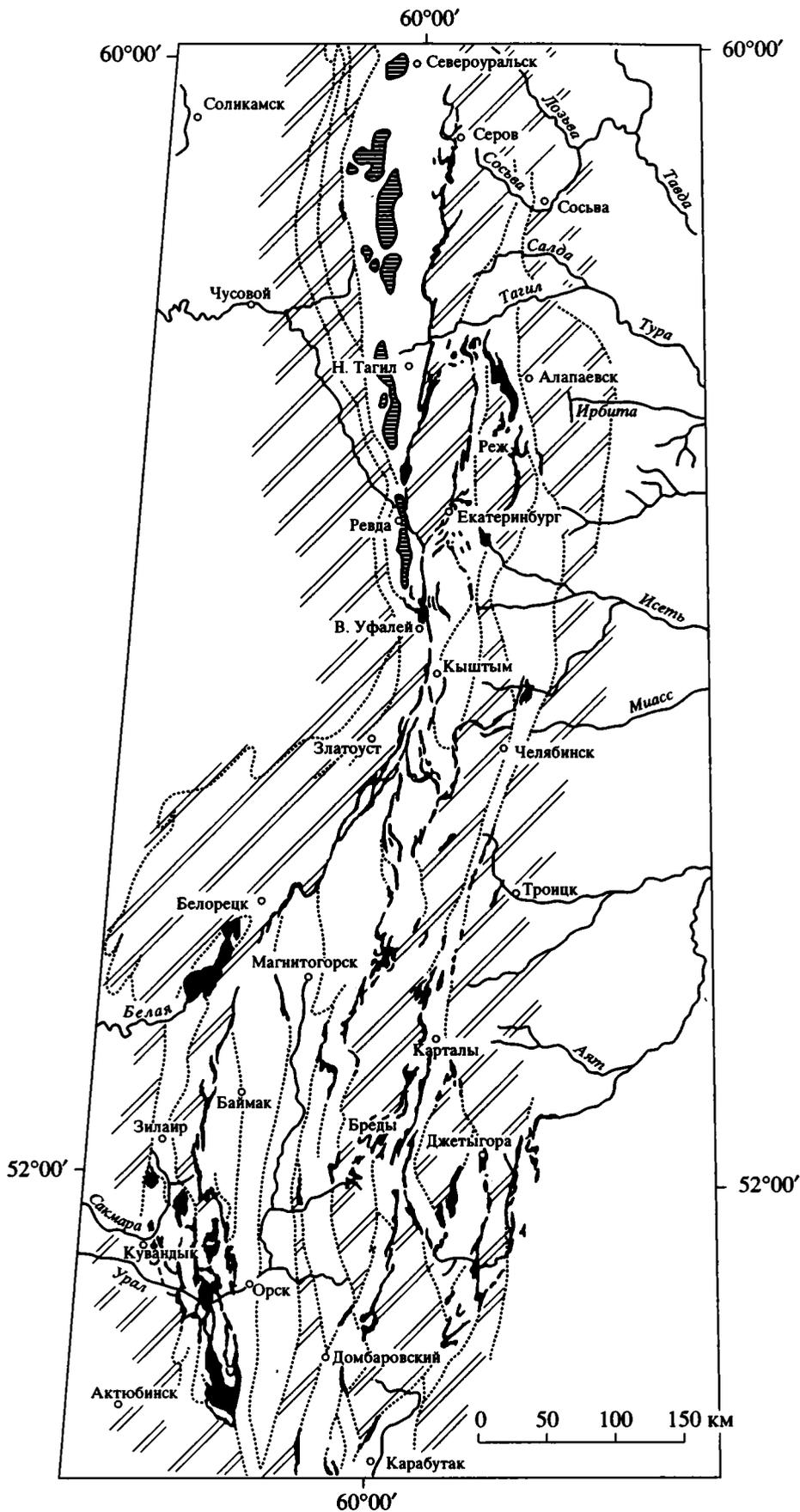
Торцевые сочленения структурно-формационных комплексов в сочетании с сигмоидными изгибами шарниров складок орогенного этапа показывают превалирующую роль сдвиговых совмещений структурно-формационных комплексов вдоль края платформы.

размещались одна относительно другой в каждом из поясов эшелонированно; в различных поясах извержение таких формаций не было строго синхронным [1, 2, 8, 9 и др.]. Близкие по времени извержения в разных поясах представлены разными по объему сериями различно дифференцированных магм базальт-андезит-дацит-риолитового состава и имеют индивидуальную направленность изменений макро- и микрокомпонентного состава магматитов.

**О ф и о л и т ы.** Массивы офиолитов частично представлены крупными краевыми аллохтонами; большинство их группируется в цепочки небольших тел, серпентинитового меланжа или бластомилонитов. Цепочки и отдельные массивы часто имеют форму сигмоид или складок волочения с южной-юго-западной вергентностью (см. рис. 1, 2). Большинство их приурочено к границам зеленокаменных поясов или их сегментов, где они очерчивают ячеисто-петельчатый, фрактальный рисунок размещения в структуре варисцид.

Полнота офиолитовых разрезов как мера сравнительной зрелости развития рифтов существенно различается от пояса к поясу или между отдельными их участками. Наиболее полные разрезы и наибольшие массивы офиолитов с крупными телами наименее деплетированных ультрабазитов размещаются в краевых аллохтонах и связаны генетически с зеленокаменными поясами, тяготеющими к краю Восточно-Европейской платформы. Мелкие и наиболее дезинтегрированные массивы офиолитов связаны с зеленокаменными поясами центральной и восточной частей коллизионной структуры [4, 5, 7]. Снижение полноты разрезов офиолитов и нарастание их дезинтегрированности в сторону от края древней платформы, видимо взаимосвязаны между собой, с общей миграцией активности мантийного магматизма в этом направлении и отражают удаление со временем наиболее активной части коллизионной области от края древней платформы. На этом фоне наблюдаются локальные бифуркации тектоно-магматической активности и ее перераспределение в пространстве всей области или ее частей.

Среди офиолитов, независимо от занимаемого структурного положения, обособляются два ряда формаций с переменными количественными соотношениями их членов. Один из них, метаофиолитовый, слагает оболочки массивов или пронизывающие их зоны, в которых офиолиты преобразованы в метаморфиты и/или серпентинитовые меланжи и реструктурированы конформно с седиментогенным обрамлением. Другой ряд – первичных офиолитовых формаций – встречается в ядрах массивов, где сохраняет изначальные структурно-вещественные связи. Одной из них является конформность внутренних структур формаций между собой и структурам коллизионного и орогенного



скучивания мозаики микроконтинентов и рифтов. Присутствующие здесь зеленокаменные пояса сравнительно мало деформированы, а часть из них имеет параавтохтонное происхождение коры океанического типа [11]. Оба подхода моделируют разные стороны динамики формирования варисцид, а их главная наблюдательная основа непротиворечиво согласуется при использовании особенностей морфоструктуры и проявления динамики в разных частях формировавшейся структуры.

Пояс варисцид Урала имеет форму левой сигмоиды: пайхойский сегмент (северное побережье–гора Константинов Камень) имеет северо-западное простирание; северный сегмент (гора Константинов Камень – гора Народа) – юго-западное; центральный (гора Народа – город Верхний Уфалей) – меридиональное и далее к югу – вновь юго-западное. Основу структуры составляют эшелонированно чередующиеся в ее поперечном сечении (рис. 1): а – цепочки докембрийско-палеозойских линзовидных литосферных массивов (отщепов от края Восточно-Европейской платформы или экзотических террейнов) с доминирующим гранитоидным магматизмом, вытянутые вдоль пояса; б – зеленокаменные базитовые вулканоплутонические пояса, с характерным ячеисто-петельчатым рисунком размещения между гранитизированными литосферными массивами. Главные структурно-формационные компоненты варисцид или их крупные фрагменты (в первую очередь – зеленокаменные пояса) сохраняют многие первичные соотношения между собой и

во внутренней структуре: Сакмарский (Южный Урал), Малокарский (Полярный Урал), частично Тагильский и Магнитогорский (Средний–Южный Урал) [8, 9, 11]. Наряду с этим они часто оказываются нарушенными и замаскированными разноамплитудными аллохтонными совмещениями орогенного этапа развития (рис. 2). Наибольшие амплитуды устанавливаются для шовных зон между структурно-формационными комплексами, меньшие – между фрагментами их внутренней структуры.

Принципиально важной особенностью структур предорогенного и орогенного совмещения (см. рис. 2) является ясно выраженная практически на всем протяжении варисцид юго-юго-западная–западная вергентность (опрокидывание и асимметрия складок изгиба и течения, левый эшелон субгоризонтальных шарниров складок, наклон субвертикальных шарниров у складок поздних поколений) в перемещении отдельных тектонических массивов (пластин, блоков) или их групп, в наибольшей концентрации тектонических пластин на южных–юго-западных флангах их пакетов. Формирование таких особенностей структур, очевидно, связано с доминированием условий сдвига вдоль края древней платформы.

Некоторые особенности динамики варисцид вытекают из данных палеовулканологических исследований [1, 2, 8, 9 и др.], поскольку размещение и перераспределение со временем изверженных продуктов плавления мантии в пределах коллизии-онной зоны отражает размещение и перераспределение в ней внутрилитосферных зон растяжения (проницаемости) и сжатия.

Извержения магматитов рифтогенных и островодужных структур связаны с двумя эпохами: позднекембрийско-силурийской, наиболее длительной и обильной, и позднедевонско-раннекаменноугольной, менее продолжительной и продуктивной. В зеленокаменных вулканических поясах, которые здесь последовательно сменяют один другой в направлении от древней платформы, проявление активности базитового (мантийного) магматизма смещается со временем от пояса к поясу. На фоне общей асимметрии составов магматитов в этом направлении [8, 9] внутри каждого из вулканических поясов со временем меняется и тектонотип извержений (трещинный → ареальный → центральный), и состав вулканических субформаций. Эти явления ясно отражают концентрацию рассеянных трещин–каналов транспортировки магм в более редкие и крупные, а также нарастание числа и продолжительности задержек в транспортировке выплавки через эти каналы, т.е., в конечном итоге, – вырождение очагов плавления и систем проницаемости, транспортирующих выплавки.

Рис. 1. Структура варисцид Урала.

Структура варисцид Урала определяется линейным эшелонированным чередованием: а – цепочек докембрийско-палеозойских литосферных массивов – отщепов фундамента Восточно-Европейской платформы и/или экзотических террейнов (?) с доминирующим гранитоидным магматизмом (двойная косая штриховка); б – зеленокаменных базитовых вулканоплутонических поясов (не заштрихованы между полями “а”) – палеозойских зон сквозьлитосферной транспортировки и накопления продуктов дифференциации вещества мантии: ультрабазитовых реститов и ультрабазит-базит-андезитовых мобилизатов, формирующих офиолитовые (рифтинговые) и дифференцированные (коллизийные) ассоциации. Точечные линии – граничные зоны литосферных массивов, зеленокаменных поясов и их внутренних сегментов. Цепочки офиолитовых массивов, серпентинитового меланжа и базомилонитов (черная заливка) образуют ячеисто-петельчатый рисунок этих границ. Части цепочек и отдельные массивы деформированы орогенными сдвиговыми движениями в сигмоиды или в складки волочения с южной–юго-западной вергентностью. Дифференцированные ультрабазит-базитовые массивы Платиноносного пояса (горизонтальная штриховка) маркируют линейную систему внутрилитосферной зоны проницаемости в фундаменте вулканического пояса.



Из палеовулканонологических материалов видно, что одновременное накопление близких по составу дифференцированных вулканических формаций происходило не по всей протяженности поясов, а в их отдельных частях: зоны извержений

**Рис. 2.** Схематизированная карта орогенной структуры в Полярном и Приполярном сегментах варисцид Урала.

1-11 – палеозойские структурно-формационные комплексы: 1 – флишевый и молассовый, позднекаменноугольного – триасового возраста, 2 – платформенного шельфа автохтонный (елецкий и его аналоги), позднекембрийско-раннепермского возраста, 3 – терригенно-вулканогенный фундамента окраины платформы автохтонный, рифейско-раннекембрийского (?) возраста, 4-11 – аллохтонные, окраинно-континентальные (террейнов): 4 – сланцевый конденсированный глинисто-кремнисто-карбонатный (лемвинский и его аналоги) силурийско-девонского возраста, 5 – вулканогенно-карбонатно-терригенный и терригенно-кремнисто-вулканогенный нерасчлененные, ордовиско-среднедевонского возраста, 6 – габбро-норитов, оливиновых габбро, пироксенитов, верлитов, троктолитов, флазер-габбро, габбро-амфиболитов, горнблендитов (восточнотагильский), досреднепалеозойского (?) возраста, 7 – метаморфические терригенно-вулканогенный по вулканитам недифференцированной базальтовой и базальт-риодацитовой серий, тефроидом, тефротурбидитам, а также вулканогенно-углеродисто-силицистовый объединенные, рифейского (?) возраста; 8-11 – офиолитовый (войкарский): 8 – дунит-гарцбургитовый субсолидных мантийных тектонитов и дунит-клинопироксенит-габбровый кумулятивный объединенные, предсилурийского (?) возраста, 9 – дунит-клинопироксенит-габбровый кумулятивный, предсилурийского (?) возраста, 10 – габбро-норитов – оливиновых габбро анизотропный кумулятивный и габбро такситовых, амфиболовых изотропных габбро, силурийского (?) возраста, объединенные, 11 – габбро такситовых, амфиболовых изотропных габбро, перемежающихся параллельных даек габбро-диабазов и диабазов (а) и покровных или подушечных диабазов и/или порфиритов, силурийского (?) возраста (б); 12 – тоналитов, диоритов ранне-среднедевонского возраста; 13 – андезит-риолито-дацитовый дифференцированный, девонского возраста; 14 – разрывные зоны – границы между: а – структурно-формационными комплексами, б – пакетами пластин внутри структурно-формационных комплексов; 15 – шарниры наиболее крупных орогенных складок; 16 – зоны развития субглаукофановых (а) и глаукофановых и гранат-глаукофановых (б) сланцев; 17 – главные направления орогенного совмещения структурно-формационных комплексов. Буквенные обозначения: поднятия и выступы в структуре платформ: Чн – Чернова, Чр – Чернышева; поднятия и выступы ее фундамента: Е – Енганэпэ, Мн – Манитанырд, Кожимское; докембрийские (?) литосферные массивы-террейны: М – Марункеу, Х – Харбейский; габбро-гипербазитовые массивы: Х – Хардьюсский, Мс – Мокросынинский, Хс – Харасюрский, С – Сьумкеу, Р – Райиз, В – Войкаро-Сыньинский, Хл – Хулгинский.

Торцевые сочленения структурно-формационных комплексов в сочетании с сигмоидными изгибами шарниров складок орогенного этапа показывают превалирующую роль сдвиговых совмещений структурно-формационных комплексов вдоль края платформы.

размещались одна относительно другой в каждом из поясов эшелонированно; в различных поясах извержение таких формаций не было строго синхронным [1, 2, 8, 9 и др.]. Близкие по времени извержения в разных поясах представлены разными по объему сериями различно дифференцированных магм базальт-андезит-дацит-риолитового состава и имеют индивидуальную направленность изменений макро- и микрокомпонентного состава магматитов.

**О ф и о л и т ы.** Массивы офиолитов частично представлены крупными краевыми аллохтонами; большинство их группируется в цепочки небольших тел, серпентинитового меланжа или бластомилонитов. Цепочки и отдельные массивы часто имеют форму сигмоид или складок волочения с южной-юго-западной вергентностью (см. рис. 1, 2). Большинство их приурочено к границам зеленокаменных поясов или их сегментов, где они очерчивают ячеисто-петельчатый, фрактальный рисунок размещения в структуре варисцид.

Полнота офиолитовых разрезов как мера сравнительной зрелости развития рифтов существенно различается от пояса к поясу или между отдельными их участками. Наиболее полные разрезы и наибольшие массивы офиолитов с крупными телами наименее деплетированных ультрабазитов размещаются в краевых аллохтонах и связаны генетически с зеленокаменными поясами, тяготеющими к краю Восточно-Европейской платформы. Мелкие и наиболее дезинтегрированные массивы офиолитов связаны с зеленокаменными поясами центральной и восточной частей коллизионной структуры [4, 5, 7]. Снижение полноты разрезов офиолитов и нарастание их дезинтегрированности в сторону от края древней платформы, видимо взаимосвязаны между собой, с общей миграцией активности мантийного магматизма в этом направлении и отражают удаление со временем наиболее активной части коллизионной области от края древней платформы. На этом фоне наблюдаются локальные бифуркации тектоно-магматической активности и ее перераспределение в пространстве всей области или ее частей.

Среди офиолитов, независимо от занимаемого структурного положения, обособляются два ряда формаций с переменными количественными соотношениями их членов. Один из них, метаофиолитовый, слагает оболочки массивов или пронизывающие их зоны, в которых офиолиты преобразованы в метаморфиты и/или серпентинитовые меланжи и реструктурированы конформно с седиментогенным обрамлением. Другой ряд – первичных офиолитовых формаций – встречается в ядрах массивов, где сохраняет изначальные структурно-вещественные связи. Одной из них является конформность внутренних структур формаций между собой и структурам коллизионного и орогенного

обрамления. Во внутренней структуре офиолитовых массивов конформность прослеживается до весьма мелких ее деталей (см. рис. 1–4).

Формации ультрабазитовых субсолидусных тектонитов встречаются в наиболее древних ядрах офиолитовых массивов. Форма этих ядер часто аппроксимируется ромбоэдром с различно сглаженными углами (вплоть до различно уплотненных линз) (рис. 3 и 4). В массивах разных петротипов [7] внутреннее строение ядер различается.

В лерцолитовом петротипе (массивы Кракинские, Нурали) от внутренних ядер с наиболее ранними шпинелевыми лерцолитами через сменяющиеся оболочки плагиоклазовых лерцолитов и далее – гарцбургитов к внешним обрамляющим зонам дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового состава нарастают как дифференцированность вещества, так и подобие внутренней структуры ядра структуре его внешних зон и седиментогенного обрамления [7]. В гарцбургитовом петротипе (массив Войкаро-Сыньинский и др.) высокая мера конформности структур наблюдается по всему сечению массивов и присуща ориентировке всех элементов структур и текстур (линейности, уплотненности, полосчатости) субсолидусных деформаций (см. рис. 3 и 4). Местами здесь наблюдается переходный структурный рисунок, в котором небольшие линзовидно-ромбоэдрические тела лерцолитов-гарцбургитов однородной и неориентированной текстуры разделены линейными дихотомизирующими зонами аккумуляции с ячеистой-петельчатой конфигурацией и полосатыми многократно деформированными текстурами.

В структурах субсолидусного течения ультрабазитов из массивов обоих петротипов сохранились и хорошо распознаются (см. рис. 3 и 4) южная-юго-западная вергентность складок, каплевидных или трубчатых структур, а также эшелонированное размещение тел и их отдельных структурных элементов, все – в системе левого сдвига [5, 6 и др.], т.е. с опережающим смещением областей или блоков, расположенных со стороны Восточно-Европейской платформы. В тех и других массивах подобно ориентированы: (а) текстуры, сложенные последовательно сменяющимися: шпинель- и плагиоклазсодержащими минеральными ассоциациями ультрабазитовых тектонитов с температурами остаточных минеральных равновесий ( $>950^{\circ}\text{C} \geq 0.5T_{\text{плавл}}$ ); (б) формации пород: лерцолит  $\rightarrow$  гарцбургит + пироксениты + дунит  $\rightarrow$  дунит +/- верлит/клинопироксенит +/- троктолит +/- габбро. Как видно, обе последовательности представляют ряды адиабатических преобразований в остывающих и деплетирующихся мантийных ультрабазитах.

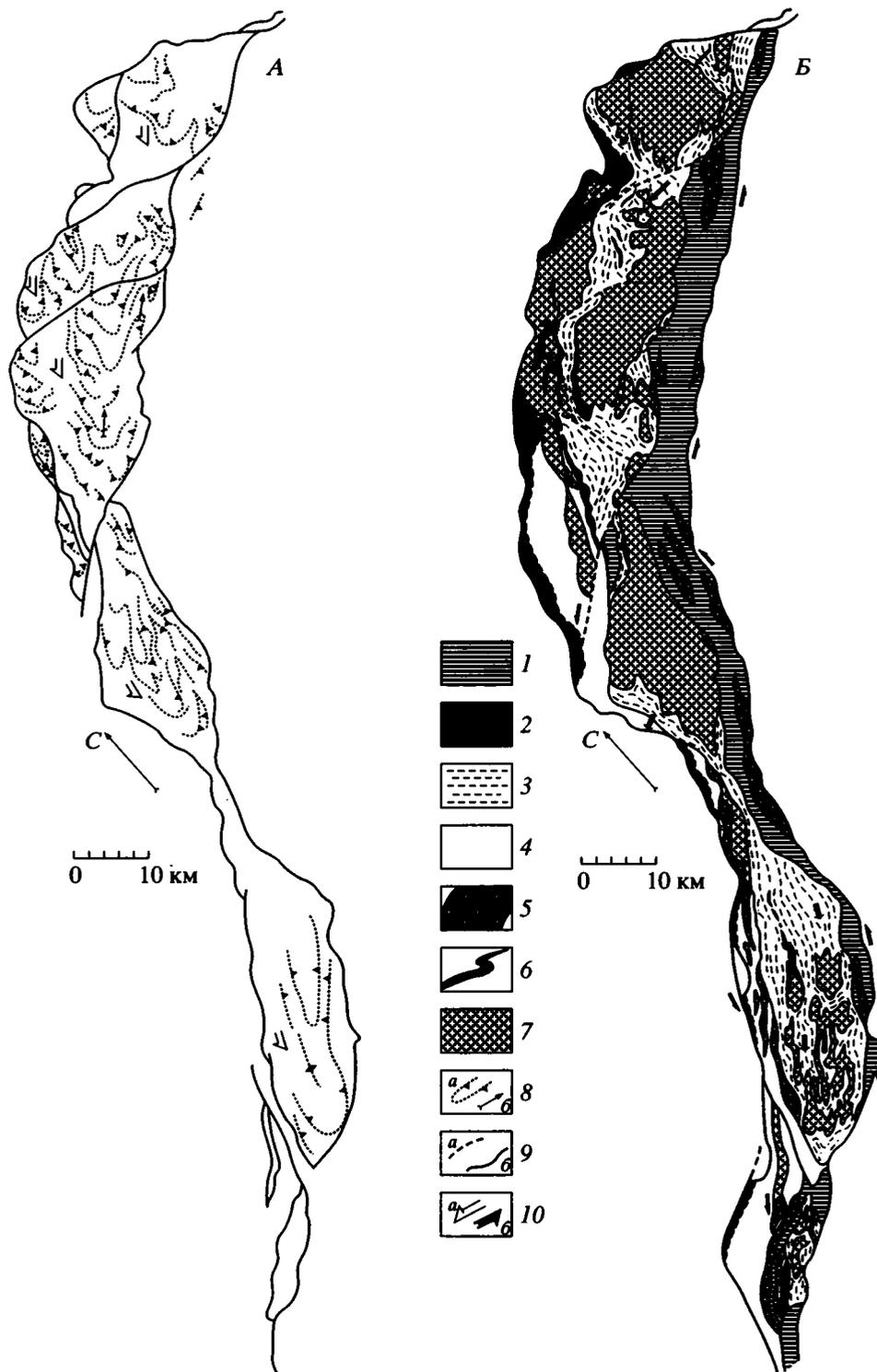
Формация полосатых габброидов, клинопироксенитов, верлитов и дунитов, наиболее ранняя из базитовых, в большинстве офиолитовых мас-

сивов непосредственно обрамляет ядра ультрабазитовых тектонитов и располагается вдоль удлинения их тел: либо со стороны, обращенной к прилегающей древней платформе, либо с противоположной, либо симметрично с обеих сторон (см. рис. 3Б). На Войкаро-Сыньинском массиве тела пород этой формации проникают глубоко внутрь ядра ультрабазитовых тектонитов. Границы ее тел часто срезают внутренние структуры ультрабазитовых тектонитов, но при этом сохраняют подобные ориентировки граничных поверхностей.

Хорошо известная для разрезов этой формации петрохимическая последовательность от границы с субсолидусными тектонитами (дунит  $\rightarrow$   $\rightarrow$  верлит  $\rightarrow$  клинопироксенит  $\rightarrow$  габбро или дунит  $\rightarrow$  троктолит  $\rightarrow$  габбро) начинается на разных участках с любого из членов ряда и выполняется только статистически. Реальная структура зон крайне неоднородна. В ней многократно и хаотично пересекаются эшелонированные цепочки, отдельные зональные или монопородные тела безгидроксильных минеральных ассоциаций сравнительно разновозрастных поколений, без следов закалывания на контактах. Здесь наблюдаются деформационные структуры высокотемпературного пластического течения: симметричные или асимметричные складки, флексуры, вязкие срывы или будины. Границы тел, осевые поверхности и шарниры деформационных структур и компоненты их текстур ориентированы в целом подобно текстурно-структурным элементам ультрабазитовых субсолидусных тектонитов.

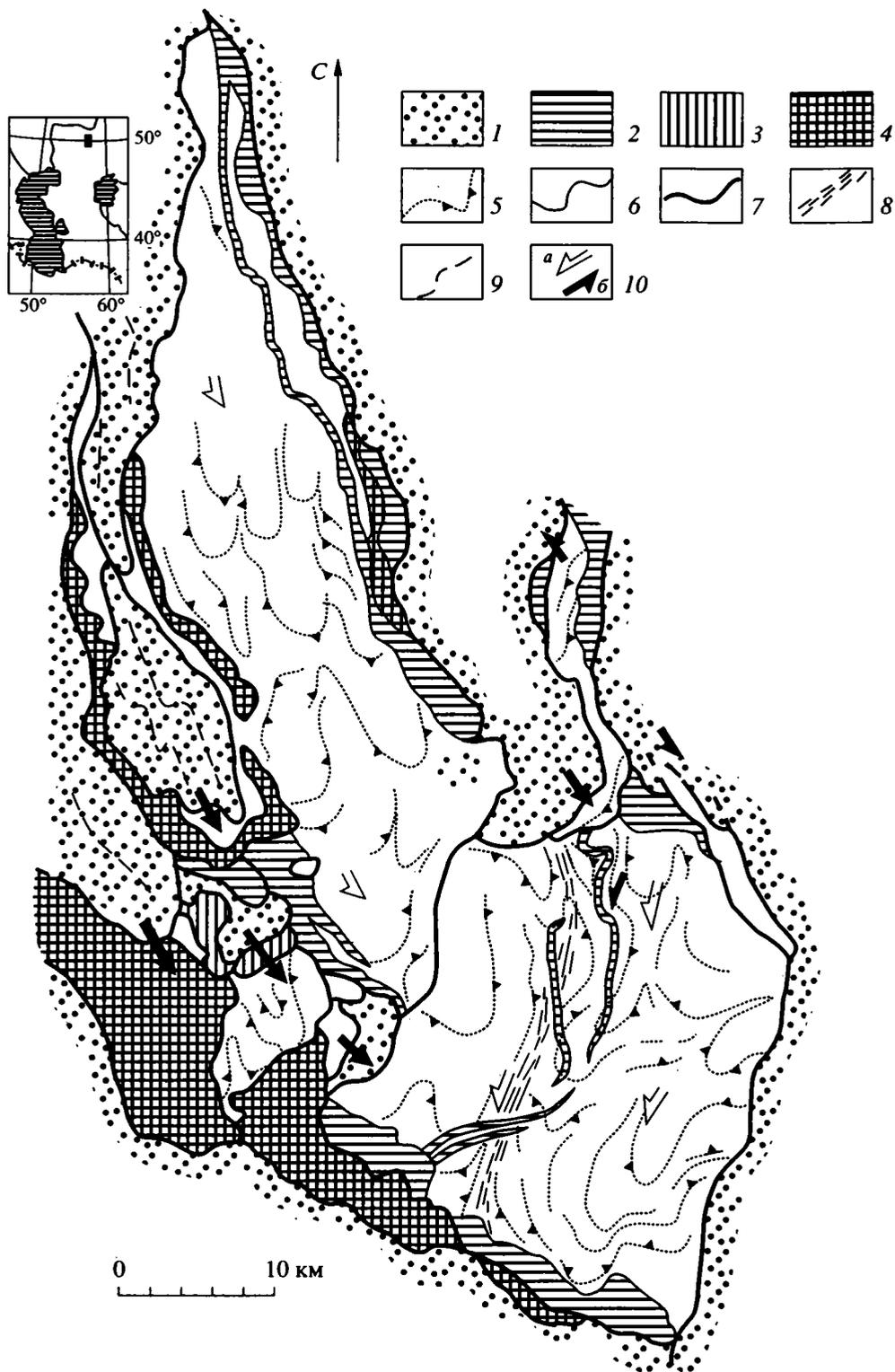
Формация параллельных даек диабазов, габбро-диабазов и изотропных габбро включает многие поколения этих пород. При широко варьирующих простираниях границы сравнительно разновозрастных роев или отдельных тел ориентированы в большинстве конформно собственным границам формации, границам ранних офиолитовых формаций и, вместе с тем, практически повторяют ориентировку границ автохтонных и параавтохтонных структурно-фациальных комплексов в прилегающем седиментогенном обрамлении (см. рис. 2 и 3Б).

В сменяющихся поколениях габброидов многих офиолитовых массивов наблюдаются существенные отличия условий кристаллизации [6]. У пород ранней дунит-клинопироксенит-габбровой формации однородные зернистость и текстуры мало и плавно меняются внутри тел; их закалочные изменения в экзоконтактах не выражены (контакты горячего с горячим). В породах наиболее поздней формации параллельных даек и анизотропного габбро наблюдаются заметно варьирующие размеры минеральных зерен, присутствуют интрателлурические вкрапленники, офитовые, такситовые и/или пегматоидные структуры и



**Рис. 3.** Схемы размещения в Войкаро-Сыньинском массиве (см. рис. 2) офиолитов (Полярный Урал): А – структур пластического течения в стеномантийной формации ультрабазитовых субсолидусных тектонитов; Б – литосферных формаций.

1–7 – литосферные формации: 1 – анизотропных габбро и параллельных даек диабазов и габбро-диабазов, 2 – гранат-глаукофансланцевая, 3 – оливин-амфибол-антигористсланцевая, 4 – цоизитовых и гранатовых габбро-амфиболитов, 5 – дунит-верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровая, 6, 7 – субсолидусных тектонитов дунитового (б) и лерцолит-гарцбургитового (7) составов; 8 – ориентировка полосчатости, сформированной при субсолидусном пластическом (астеномантийном) течении ультрабазитов (а), линейность субсолидусных текстур (б); 9 – структурные швы доорогенной (а) и орогенной (б) эпох; 10 – главные направления движений астенотомии (а) и массивов мафической литосферы (б).



**Рис. 4.** Структурная схема Кемпирсайского офиолитового массива (Южный Урал)

1 – раннепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи; 2 – пироксениты, габбро-нориты, роговообманковые (флогопитовые) габбро и габбро-амфиболиты по ним; 3 – диабазы и габбро-диабазы параллельных даек; 4 – оливковые габбро; 5 – залегание высокотемпературной полосчатости реститовых перидотитов; 6 – интрузивные и 7 – тектонические границы; 8 – зоны высокотемпературных ультрабазитовых blastомилонитов; 9 – шарниры наиболее крупных орогенных складок; 10 – главные направления движений астенотомии (а) и массивов мафической литосферы, в том числе коровых (б).

ясно выражены закаленные контакты (горячего с холодным). В этих структурно-текстурных чертах офиолитов отражено становление каждой из последующих формаций на все более высоком уровне разреза литосферы.

### ОБСУЖДЕНИЕ

При моделировании условий формирования морфоструктуры варисцид Урала необходимо учитывать: (а) ее приуроченность к зоне коллизионного взаимодействия разнородных литосферных массивов (континентального и океанического типа), (б) присутствие в ней тектонических включений древней континентальной и океанической (?) коры, а также фрагментов новообразованных рифтинговых и коллизионных структурно-формационных комплексов, (в) ясно проявленную по всему поясу варисцид сдвиговую кинематику сильно варьирующих по масштабу пространственных совмещений с юг-юго-западной-западной вергентностью, а также (г) значительную неоднородность условий магмообразования в очагах плавления и условий кристаллизации магм в сквозьлитосферных каналах их транспортировки.

Из приводимых материалов видно, что в варисцидских плутологических, метаморфических и седиментогенных формациях рифтовых и коллизионных режимов Урала фоном для многих региональных и локальных стратиграфических и структурных несогласий является устойчивая конформность главных и внутренних структурно-текстурных компонентов. Она наблюдается в формациях, становление которых происходило на разных уровнях разреза литосферы: астенотектоническом (субсолидусные ультрабазитовые тектониты), внутрилитосферном (массивы габброидов и габбро-амфиболитов), верхнекором (рои даек, серпентинитовые меланжи, бластомилониты) и седиментогенном. Иными словами, устойчивость общей ориентировки варисцидского поля деформаций распространялась на всю протяженность, ширину и глубину подвижной области.

Сказанное позволяет представить формирование структуры варисцид Урала как результат дифференцированных (сдвиговых) пульсирующих движений окраины древнего континентального литосферного массива (Восточно-Европейского) относительно отмирающей допалеозойской океанической литосферы (Западной Палеопацифики, [12]). Свойства деформационного поля, очевидно, определялись динамикой аккомодации границ как обрамляющих, так и малых внутренних (включенных) литосферных массивов (см. рис. 5), между которыми при дифференциальных движениях возникали, вырождались и, перераспределяясь, сменяли одна другую области проницаемости и сжатия.

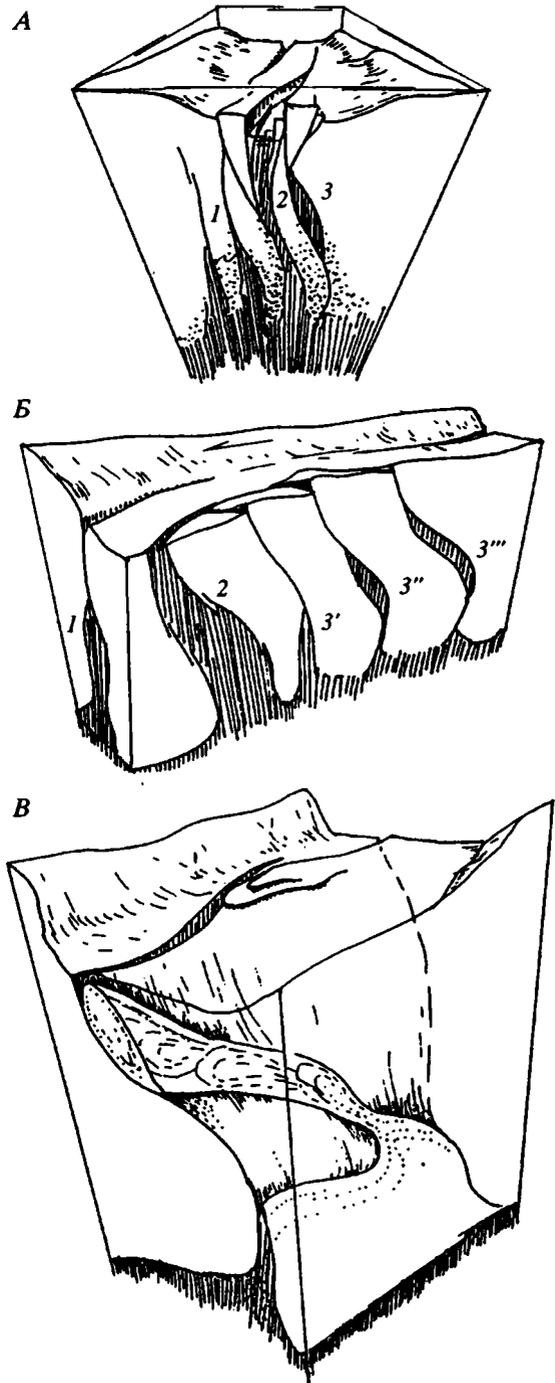


Рис. 5. Потенциальная модель последовательных стадий начального (1) и полного (2) раскрытия скользящего зазора между фемическими или сиалическими литосферными массивами и стадии его закрытия (3', 3'' и т.д.) в поперечном (А) и продольном (Б) сечениях.

Апофизы и оторванные тела: первичной астенотектонии или диссипативно разогретой деформациями литосферной мантии (вторичной астенотектонии) вальцуются в зазоре стенками обрамляющих литосферных массивов и проталкиваются к поверхности седиментации (В). Внутри адиабатически остывающих тел субсолидусные деформации маловязкой, квазигидростатической среды вызывают в ней вынужденные конвективные массопотоки.

Ясно выраженное влияние обрамления на размещение офиолитовых массивов, их внутреннюю структуру, субсолидусные деформационные текстуры пород ультрабазит-базитовых формаций и пространственное перераспределение твердо-и/или жидкофазных продуктов их синтетектонической дифференциации позволяет обсуждать модель вальцевания апофиз или ксенолитов астенومانтин с вынужденной конвекцией их вещества при транспортировке в скользящих сдвиговых зазорах между литосферными массивами.

Предполагаемое разновысокое положение кровли астенومانтин под сопредельными сегментами литосферы континентального и океанического типа и их относительное субгоризонтальное перемещение вдоль зоны сопряжения создают необходимые и достаточные условия для: (а) образования здесь системы эшелонированных гребневидных пучностей поверхности астенومانтин нагнетанием ее вещества и/или (б) диссипативного разогрева литосферной мантин и подъема кровли астенومانтин вследствие миграции граничной изотермы. Оба механизма потенциально способны реализоваться вне пределов области всплывания глубинной мантин. Такое возможно там, где активность плюмов выражается только массопотоками вблизи свободной поверхности планеты и относительным перемещением литосферных массивов.

Границы между литосферными массивами, обрамляющими подвижный пояс или включенными в его внутреннюю структуру, служат естественными вальцами и конфигураторами для тел астенومانтин, которые были вдавлены между ними или обособились за счет вторичного разогрева. Горячие ( $\geq 0.5T_{\text{плавл.}}$ ) и относительно наименее вязкие мантинные ультрабазиты реагируют на дилатансионные деформации со стороны более вязкого обрамления как гидростатическая среда и могут подвергнуться в этих условиях вынужденной конвекции. Следы такой конвекции сохраняются в структурно-текстурных особенностях субсолидусных деформаций, а также в синтетектонической кинетике дифференцирования и сепарирования вещества ультрабазитовых субсолидусных тектонитов Урала [5–7].

Область формирования варисцид Урала – небольшая часть геологической системы планеты, и поэтому ее можно представить в терминах неравновесной термодинамики как подсистему мультимодового нелинейного осциллятора с довольно высоким уровнем самоорганизации. Очевидно, что причиной резко возросшей здесь активности деформационных, петрологических, метаморфических и седиментогенных процессов явилась энергетическая неравномерность, возникшая в области коллизии литосферных массивов.

Граничные условия возникшей и развивавшейся системы аккомодации определяли работу, меру са-

моорганизации, взаимозависимости и бифургирования всех и каждого из процессов, направленных на ее энергетическое уравнивание: быстро зарождавшихся, отмиравших и перераспределявшихся зон дилатансионного растяжения или сжатия (зон проницаемости или выдавливания маловязкого вещества), подсистем плавения и кристаллизации расплавов на участках рифтингового или коллизийного магматизма, а также седиментации и метаморфизма. Сложившаяся структура варисцид содержит вместе с тем разномасштабные структурные несогласия, признаки асинхронности близких по содержанию седиментогенных тел, значимые вариации составов выплавов и продуктов их кристаллизации в близких магматических формациях и субформациях, высокие градиенты метаморфизма. Таким образом в системе сосуществовали области с наибольшими наборами наиболее полно и синхронно протекавших процессов аккомодации и области, где подобные события выполнялись частично (“мимоходом”), за счет резкого усиления влияния одного из граничных условий. Из-за этого общая работа подсистемы варисцийской аккомодации частично нарушалась, восстанавливалась и, в целом, удерживалась в “дергающемся” режиме.

## ВЫВОДЫ

Варисцийское обрамление офиолитов Урала можно представить как линейную область коллизии между докембрийским континентальным (Восточно-Европейским) и допалеозойским океаническим литосферными массивами, которая формировалась в ходе пульсирующих и перераспределявшихся дифференцированных (сдвиговых) движений этих литосферных массивов.

Размещение, внутреннее строение и разнообразные (от субсолидусных до низкотемпературных) структурно-вещественные преобразования офиолитовых ультрабазит-базитовых формаций сохраняют в варисцидах Урала устойчивый план продолжительного и сильного структурного влияния в течение всего времени формирования и по всему пространству области коллизии и, в первую очередь, на ее разных глубинных уровнях.

Существование такого влияния позволяет связывать образование офиолитов Урала с кинематическими и динамическими условиями структурно-вещественных преобразований вещества астенومانтин при транспортировке ее масс сквозь литосферу. Поэтому представляется правомерным для уральских офиолитов обсуждение деформаций, стесненной конвекции и дифференциации вещества астенومانтин в мигрирующих зазорах между литосферными массивами, вне пределов области всплывания плюмов в тех областях, где их активность выражается только массопотоками вблизи свободной поверхности планеты и

относительным перемещением литосферных массивов.

Привлечение геологических особенностей (бифуркаций) кинематики и динамики формирования как всей структуры коллизийной области, так и ее деталей расширяет аналитические возможности геодинамики: информация об объекте наращивается эффектами нелинейности его развития и выводами из их системного анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-9748).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каретин Ю.С. Строение и металлогеническое районирование Тагильского синклинория по данным палеовулканических реконструкций // Тектоника и металлогения Урала. Свердловск: УПИ, 1980. С. 24–34.
2. Мельников А.С., Ярошевская Р.И. Среднепалеозойский вулканизм и тектогенез Тагильской зоны погружения на Урале // Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 46–57. (Тр. ин-та геол. и геох., вып. 92).
3. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
4. Савельев А.А. Ультрабазит-базитовые формации в структуре древних платформ и их складчатого обрамления. М.: Наука, 1990. 196 с.
5. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46–60.
6. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57–75.
7. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
8. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
9. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. Модель формирования палеовулканических поясов и магматической зональности Южного Урала. Уфа: Ин-т геол. Башк. научн. центр АН СССР, 1990. 36 с.
10. Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М.: АН СССР, Ин-т им. П.П. Шишова, 1984. С. 6–56.
11. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
12. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Централь-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
13. Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian Platforms // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81. № 9. P. 2553–2579.
14. Nicolas A. Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere // Ser. Petrology and Structural Geology. Dordrecht–Boston–London: Kluwer Ac. (Publ.), 1989. Vol. 4. 367 p.
15. Searl R.C. The volcano-tectonic setting of oceanic lithosphere generation // Ophiolites and their modern Oceanic analogues / Ed. by M. Parson, B.J. Murton and P. Brown- ing. London: Geol. Soc. Spec. Public, 1992. № 60. P. 65–81.

Рецензенты: В.Е. Хаин, А.С. Перфильев

## Mafic-Ultramafic Ophiolitic Associations of the Urals: Structure and Formation Conditions

A. A. Savel'ev

The Variscan rim of the Ural ophiolites is formed by a linear collision zone between the Precambrian continental (the East European) and pre-Paleozoic oceanic lithospheric massifs, which emerged in the course of pulsating and rearranging differentiation (strike-slip) movements of these lithospheric massifs. The distribution, inner structure, and various (from subsolidus to low temperature) structural–lithologic transformations of the ophiolite mafic-ultramafic formations persistently retain within the Ural Variscides a prolonged and strong structural influence extending throughout the period of their formation and penetrating the entire collision zone, primarily at its different depth levels.

The existence of such an influence allows us to associate the formation of the Ural ophiolites with the kinematic and dynamic conditions of the structural–lithologic transformations of the asthenospheric mantle substance while it is transported through the lithosphere: deformations, constricted convection, and differentiation of the asthenospheric mantle substance in the migrating hiatuses between lithospheric massifs outside the zone of plume upwelling.

УДК 551.242(235.216)

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В ФАНЕРОЗОЕ

© 1996 г. М. Г. Леонов

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 12.10.94 г.

Современная структура Южного Тянь-Шаня – результат многофакторного тектогенеза и является отражением сложной интерференции различных геодинамических режимов и механизмов структурообразования. Каждый из крупных этапов развития региона характеризуется одним ведущим геодинамическим режимом. В то же время на каждом из этапов проявляются и частные геодинамические режимы, производные или не зависящие от главного. Проявление некоторых механизмов и режимов не детерминировано историей предшествовавшего развития. Кроме того, существуют геодинамические режимы более высокого ранга, чем принимаемые обычно механизмы структурообразования покровно-складчатого и платформенного режимов развития, которые связаны с объемной подвижностью реологически расслоенной литосферы и могут проявляться на различных этапах развития литосферы. Недетерминированность геодинамических режимов во времени и в пространстве служит подтверждением нелинейного проявления тектонических процессов. Выявлена значительная тектоническая подвижность области на океанической стадии развития, связанная с образованием специфических внутрибассейновых коллизионных швов и зон малоглубинной самоблокирующейся субдукции (selfclosing subduction).

### ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Познание геодинамики подвижных поясов и механизмов их формирования имеет исключительную важность, и обсуждение этих проблем в геологической литературе не прекращается. В то же время при рассмотрении данного вопроса четко прослеживается тенденция объяснить формирование подвижных зон земной коры (покровно-складчатых областей, межконтинентальных и внутриконтинентальных орогенов) действием какого-либо единого механизма, будь то движение литосферных плит, перемещение вертикальных блоков земной коры, механизм адвекции и пр. Однако такой подход не всегда оправдан, и на ряде примеров установлено, что при образовании структуры подвижных поясов в разное время и на разных участках могут действовать неодинаковые и часто не зависящие один от другого механизмы и геодинамические режимы. Применительно к Южному Тянь-Шаню показано, в частности, что различные механизмы могут работать одновременно или сменяться во времени и это приводит к возникновению сложной интерференционной картины [18, 32]. И все же вопрос этот остается недостаточно разработанным и нуждается в обсуждении, так как он интересен не только сам по себе, но и в рамках создания общей парадигмы тектогенеза подвижных поясов. В данной статье проблема рассмотрена на примере крупной геотектонической структуры Южного Тянь-Шаня, который прошел различные стадии развития от ранне-среднепалеозойского палеоокеана до современного внутриконтинентального орогена.

В структурно-геотектоническом смысле Южный Тянь-Шань представляет собой (рис. 1) юго-западную часть Урало-Монгольского пояса (для палеозойского этапа) или часть Евразийского внутриконтинентального орогена (для альпийского этапа). На севере по Южно-Ферганскому и Иныльчекскому разломам он граничит со структурами Среднего Тянь-Шаня, а на юге – с древними кристаллическими массивами Тарима – Южного Гиссара и находящимися между ними структурами Центрального Памира. В настоящее время горное сооружение Южного Тянь-Шаня практически со всех сторон окружено молодыми моласовыми впадинами. Южный Тянь-Шань прошел сложную и многоэтапную историю геологического развития, в результате чего сформировано складчато-покровное сооружение, приподнятое к данному моменту до высот более 5000 м над уровнем моря. Сложность, неоднородность и многоэтапность формирования структуры Южного Тянь-Шаня вызвали к жизни различные представления о закономерностях геотектонического развития области и геодинамических режимах, действовавших в ее пределах.

Одни исследователи считают, что Южно-Тянь-Шаньская геосинклиналь заложилась на коре континентального типа, на платформенном основании [6, 12, 31]. Другие геологи приходят к выводу, что в палеозое на месте Южного Тянь-Шаня существовало обширное океаническое пространство [3, 11, 27, 28]. Геодинамические интерпретации для альпийского времени также различны. Рассматриваются: блоковый (складчато-блоковый) механизм вертикальных движений [2, 30, 35 и др.]; меха-

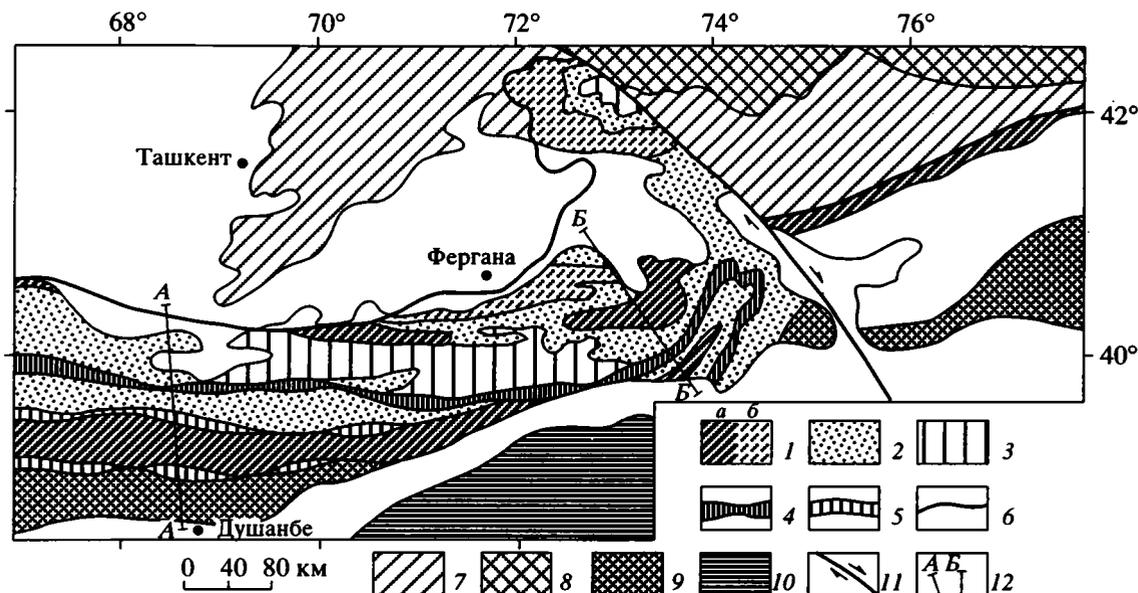


Рис. 1. Схема основных структурно-палеотектонических элементов Южного Тянь-Шаня

1–3 – зоны выходов пород: 1 – внутрибассейновых вулканических гряд: а – корневые (относительно автохтонные), б – шарьированные на отложения иных структурно-формационных зон, 2 – относительно глубоководных прогибов, склонов вулканических поднятий и склонов мелководных отмелей, 3 – чехла микроконтинентов; 4–6 – коллизионные зоны: 4, 5 – сформированные: 4 – из внутрибассейновых поднятий с карбонатным чехлом, 5 – из флишевых и моласовых бассейнов, 6 – Южно-Ферганский офиолитовый шов, образовавшийся на границе океан–континент; 7 – породы северного шельфового обрамления Туркестанского океанического пространства; 8 – каледонские структуры; 9 – Таримский, Сулутерекский и Южно-Гиссарский кристаллические массивы; 10 – структуры Памира; 11 – Таласо-Ферганский разлом; 12 – линии профилей: А – на рис. 2 и 3, Б – на рис. 4.

низ общего субмеридионального сжатия и значительных горизонтальных перемещений блоков земной коры [7, 9, 26, 29]. Допускается совместное действие общего сжатия, мантийных процессов и трансформации напряжений сжатия в глыбово-складчатую структуру [13, 26, 33]. Выдвинута точка зрения о ведущей роли в альпийском тектогенезе мантийного и астеносферного диапиризма [1, 2]. Существенное значение в новейшем тектогенезе Южного Тянь-Шаня отведено представлениям о структурной расслоенности тектоносферы [26]. Принципиальные разногласия существуют по вопросу о преемственности (унаследованности, детерминированности) или независимости геодинамических режимов палеозойского и альпийского этапов развития Южного Тянь-Шаня [30, 37]. Но при всех разногласиях большинство исследователей объясняет формирование структуры этой горной области (складчато-покровного сооружения) каким-либо одним механизмом – тем, который или ярче проявлен на том или ином этапе, или в наибольшей степени отвечает теоретической позиции исследователя. К настоящему времени накоплен большой объем нового фактического материала по поверхностной структуре и глубинному строению региона, что, наряду с появлением новых подходов к изучению платформ и внутриконтинентальных орогенов [19, 20], позволяет вернуться к обсуждению геодинамики Южного Тянь-Шаня.

### СОВРЕМЕННЫЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ ПЛАН ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Южный Тянь-Шань – это сложное и гетерогенное покровно-складчатое сооружение с дивергентной структурой, внутри которого выделяются структурные элементы с различным тектоническим стилем и разным формационным выполнением [12, 16, 18, 32 и др.], и можно уверенно говорить о существовании, по крайней мере, трех главных типов структурно-формационных ансамблей (см. рис. 1, 2).

Первый тип представлен зонами антивергентного строения с антиклинорным стилем складчатости, выполаживанием осевых плоскостей складок от центра структуры к ее крыльям, наличием пологих надвигов на крыльях зоны, развитым осевым кливажом. К этому типу относятся, в частности, Зеравшано-Туркестанская и Туркестано-Алайская зоны, выполненные мощными толщами нижнепалеозойских–силурийских терригенно-глинистых и терригенно-глинисто-карбонатных осадков с присутствием мощных толщ типично флишевого облика. Вулканизм, за исключением позднеорогенного гранитоидного, и метаморфизм в этих зонах практически отсутствуют.

Для второго типа (Зеравшано-Гиссарская, Ягнобско-Сугутская, Канско-Майлисуйская зоны) характерно общее синформное строение, надвиги

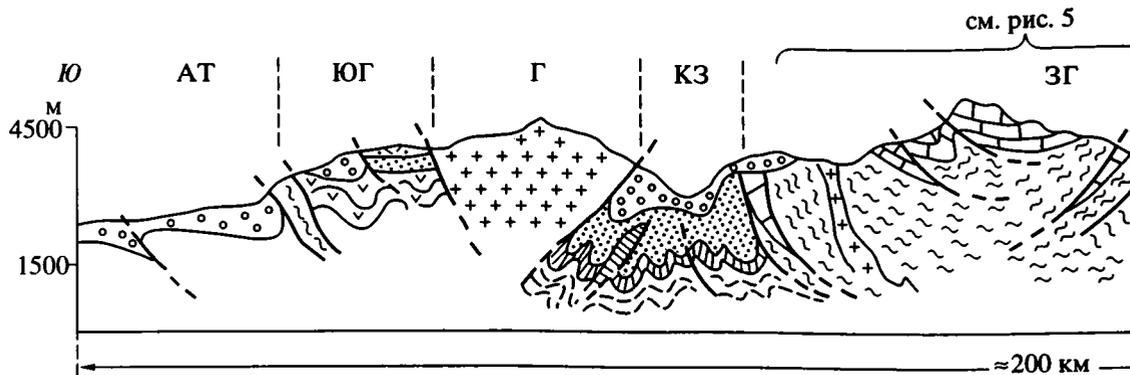


Рис. 2. Структурный профиль через Южный Тянь-Шань на пересечении 68–69° в.д. (см. рис. 1)

Условные обозначения на рис. 3. Буквенные обозначения – структурно-формационные зоны: АТ – Афгано-Таджикская впадина, ЮГ – Южно-Гиссарская, Г – Гиссарская, КЗ – Каракуль-Зиддинская, ЗГ – Зеравшано-Гиссарская, З – Зеравшанская, ЗТ – Зеравшано-Туркестанская, НК – Нуратау-Курганакская, ТА – Туркестано-Алайская.

и тектонические покровы, лежащие складки, структуры пластического течения и сланцеватость, интенсивный зеленосланцевый метаморфизм. В строении синформных зон участвует комплекс пород (ордовик – нижний карбон), главными из которых являются терригенные, кремнисто-терригенные, кремнисто-терригенно-карбонатные отложения. Кремнисто-терригенное осадконакопление зачастую подавляется накоплением вулканических пород основного состава (толеитовые базальты и др.). Характерны ассоциации основных вулканитов и рифовых известняков, переходящих по латерали в кремнистые отложения. С синформными зонами связаны выходы ультрабазитов и офиолитовых меланжей. Синформные зоны бывают двух разновидностей: параавтохтонные и аллохтонные, но типы разрезов в них сходные, и, по-видимому, аллохтонные являются тектоническими отторженцами зон параавтохтонного типа.

Третий тип – это узкие шовные зоны (Каракуль-Зиддинская, Зеравшанская, Нуратау-Курганакская, Кульгеджелинская и др.) с субвертикальным или крутым веерообразным залеганием слоев. Для этих зон характерен концентрированный характер дислокаций и локальные проявления динамометаморфизма. Вулканизм, как правило, отсутствует. Выделено две разновидности шовных зон. Для первой характерны глубоководные карбонатные и кремнистые отложения (девон–карбон), сменяющиеся вверх по разрезу верхнепалеозойским флишем с телами тектоногравитационных микститов. Второй разновидности свойственны терригенные и терригенно-карбонатные отложения (ордовик–девон), карбонатные рифовые отложения карбона и молассоидные глыбово-конгломератовые отложения верхнего палеозоя. К шовным зонам приурочены мезозойско-кайнозойские впадины, выполненные платформенными отложениями юры–эоцена и альпийской молассой неоген-четвертичного возраста.

В поперечном сечении покровно-складчатого сооружения происходит закономерное чередование зон различного типа. При этом зоны первых двух типов (антиклинорные и синклинорные) контактируют или по системе встречных надвигов, или разделены узкими субвертикальными шовными зонами третьего типа. Как внутри зон, так и на их границах установлены крупные надвиговые структуры, но гигантские поверхностные шарьяжи, сопровождающиеся большеамплитудными перекрытиями и перехлестыванием отложений одних зон через другие, в целом не свойственны Южному Тянь-Шаню. Исключение составляет лишь северная окраина области (предгорья Алайского хребта, горы Нуратау), но и там амплитуда покровов не превышает 10, от силы 20 км, а шарьирование, как теперь установлено, идет во встречном направлении.

Существование зон различного тектонического стиля и с разным формационным выполнением отражает сложную внутреннюю морфоструктуру первичного бассейна (бассейнов) седиментации и наличие различных геодинамических обстановок. Современный структурный план Южного Тянь-Шаня является результатом длительной истории геологического развития, которая в первом приближении может быть подразделена на четыре этапа. Ордовик–ранний карбон: бассейн с корой океанического типа со сложной внутренней морфоструктурой. Средний карбон–пермь: общее сокращение пространства и формирование покровно-складчатого сооружения. Триас–ранний эоцен: относительно стабильный режим и становление эпипалеозойской платформы. Конец эоцена–настоящее время: активизация тектонического режима и возникновение внутриконтинентального орогена. Современная структура – есть совокупный результат тектонических процессов, свойственных каждому из обозначенных этапов, к рассмотрению которых мы сейчас и перейдем.

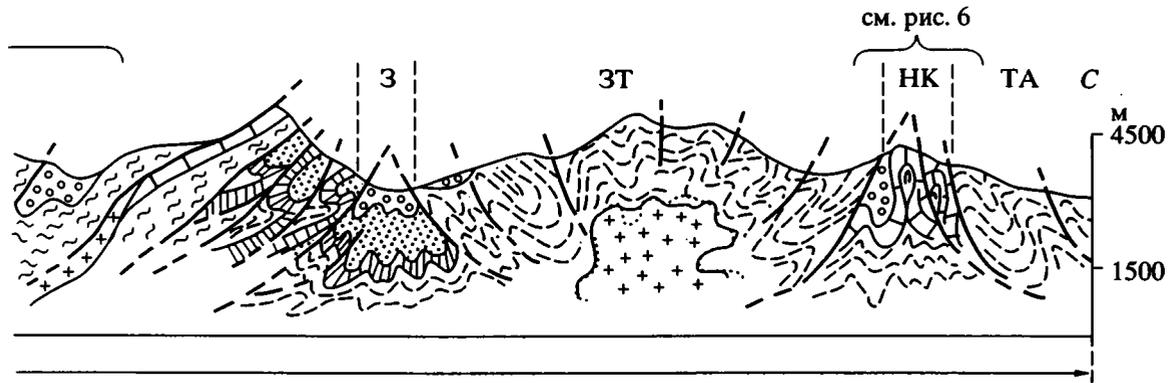


Рис. 2. Окончание.

### ОРДОВИК–РАННИЙ КАРБОН (ПАЛЕООКЕАН)

Палеозойская история Южного Тянь-Шаня рассмотрена многими исследователями [3, 6, 10, 11, 27, 31, 32, 34, и др.], трудами которых расшифрованы главные черты и многие детали геологического строения и проведены палеогеодинамические реконструкции этого региона. Дальнейшее изложение материала основано на данных предшественников и результатах моих личных исследований [14–21].

Развитие Южного Тянь-Шаня (рис. 3, 4) вполне уверенно можно реконструировать, начиная с раннего ордовика, когда “в результате интенсивного рифтинга вскрылся меланжированный в условиях горизонтальных срывов дунит-гарцбургитовый фундамент, который с размывом был перекрыт офиолитокластовыми конглобрекциями, а затем конденсированными кремнистыми глубоководными отложениями океанического чехла” [28, с. 25]. Ванны с корой океанического типа, с накоплением кремнистых, глинисто-кремнистых и терригенно-карбонатных отложений фиксируются в ордовике–силуре в пределах Канско-Майлисуйской и Ягнобско-Сугутской зон. Осадконакопление сопровождается, а иногда и подавляется накоплением больших объемов пикритовых и оливиновых базальтов, а позднее толеитовых базальтов с многофазным дайковым комплексом. Такой тип развития местами продолжается до визейского века раннего карбона.

Но уже на этой – ранней – стадии развития наблюдается дифференциация океанического бассейна. Систему Туркестано-Алая и Северо-Восточной Ферганы в это время можно отнести к единой провинции обширных абиссальных равнин, о чем свидетельствуют слюдисто-хлоритовый состав глинистого вещества при малом количестве щелочей, принадлежность зернистых пород к типу примитивных граувакк, основной состав эффузивов. Питание осадочным материалом происходит за счет размыва внутренних источников океанической природы. В Туркестан-

ском прогибе к конце лландовери образовались формации аспидного и аспидно-флишевого типов. На месте Кштут-Урметанской зоны в начале силура шло образование пелитовых и кремнистых осадков малой мощности, и зона представляла собой в это время глубоководную впадину. Ягнобско-Сугутская зона была областью накопления глинисто-кремнистых отложений, расслоенных толеитовыми базальтами океанического типа, которые содержат тела серпентинизированных ультрабазитов.

Таким образом, по составу осадков вырисовывается некоторая дифференциация бассейна. В это же время фиксируется и зарождение областей размыва (положительных морфоструктур), сопровождающихся накоплением примитивных граувакк. Так, в пределах Канско-Майлисуйской зоны выделяются [34] не только области накопления толеитовых базальтов, но и положительная морфоструктура, аналогичная современным океаническим хребтам и окруженная абиссальными равнинами, в пределах которых накапливаются туфы, вулканомиктовые граувакки и вулканогенно-пелитовые осадки. Еще более отчетливо положительная морфоструктура вырисовывается в пределах Ягнобско-Сугутской зоны, которая представляла собой цепь вулканических построек с базальтовым, андезито-базальтовым и дацит-риолитовым вулканизмом, расположенных на океанском дне. Именно эти поднятия поставляли [34] обломочный материал в прилегающие осадочные ванны, так как по петрографическому составу и по геохимической характеристике терригенные толщи Туркестанской зоны и коксуйской серии Восточного Алая близки к первично терригенным (впоследствии метаморфизованным) породам Ягнобско-Сугутской зоны и представляют вместе с ними единую островодужную провинцию [34].

Таким образом, в ордовике–раннем силуре на месте Южного Тянь-Шаня реконструируется крупный бассейн с корой океанического типа и с зарождающимися в нем положительными морфоструктурами типа внутриокеанических вулканических

Ю

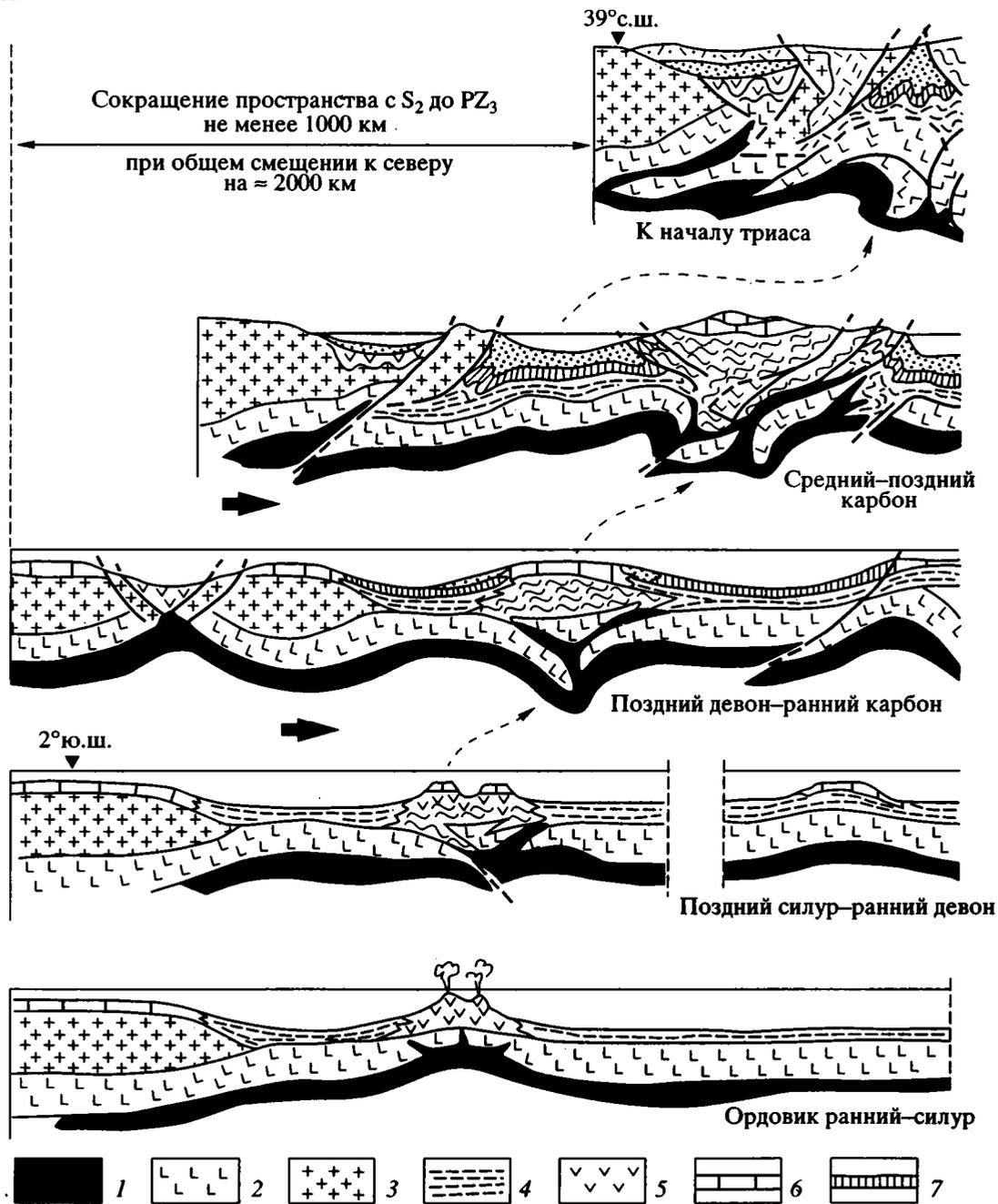


Рис. 3. Этапы палеотектонической эволюции Южного Тянь-Шаня в палеозое (Центрально-Таджикский сегмент)

1 – серпентинизированные гипербазиты; 2 – габбро-базальтовый слой (аналог 2-го и 3-го слоев океанической коры); 3 – гранитно-метаморфический слой и граниты; 4 – кремнисто-глинисто-карбонатные отложения; 5 – основные вулканы и их туфы; 6 – известняки и отложения шельфовых зон, гайотов и карбонатных платформ; 7 – кремни и тонкослоистые известняки; 8 – флиш с телами гравитационных и тектоно-гравитационных микститов; 9 – кислые вулканы и их туфы; 10 – области гранитных вылавок; 11 – основные вулканы, кремнисто-терригенные породы (рассланцованные и метаморфизованные в фации зеленых сланцев); 12 – молассовые мезозойско-кайнозойские отложения на рис. 2; 13 – разломы; 14 – зоны дисгармоничных срывов; 15 – зона спрединга; палеошироты по [10].

подводных или островных гряд. По-видимому, этому времени соответствует перманентное раскрытие Туркестанского палеоокеана, начало которому было положено в раннем ордовике, а, может быть, и гораздо раньше [3, 11, 27, 28]. Последнее весьма вероятно, так как к середине

силура некоторые вулканические гряды достигли высокой степени зрелости с эволюцией вулканизма от толеитовых базальтов через андезитодациты до риолитов, что можно видеть, в частности, на примере Ганза-Чимтаргинского массива.

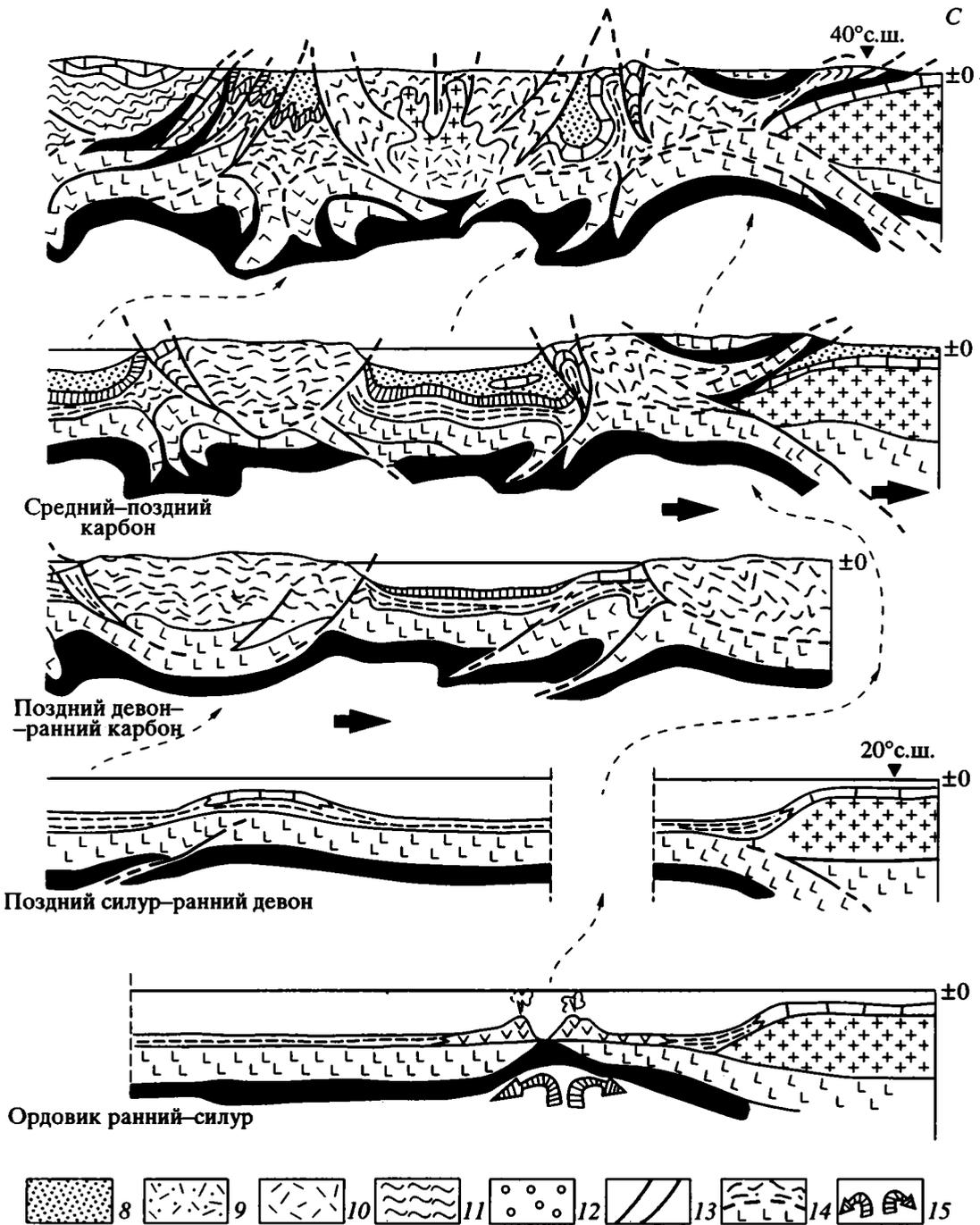


Рис. 3. Окончание.

Нужно отметить при этом, что в алайском сегменте южный борт океана практически не проявлен в осадконакоплении, но в центральном он проявлен четко в виде подвижного шельфа Афгано-Таджикской суши, существование которого зафиксировано отложениями мокшеватской свиты. Нижнеордовикские-нижнесилурийские толщи мокшеватской свиты представлены однородными, хорошо отсортированными кварцито-песчаниками, сложенными на 90% зернами кварца.

Вместе с высокощелочными (калиевыми) пелитовыми породами они образуют шельфовую петрографо-минералогическую провинцию высокодифференцированных пород [34]. Вероятно, раскрытие океана было асимметричным, и на востоке раскрытие шло с большими скоростями и зияние было более значительным, чем в центральных районах современной Гиссаро-Алайской горной системы. Хотя возможен и иной вариант: океаническое пространство на западе района по-

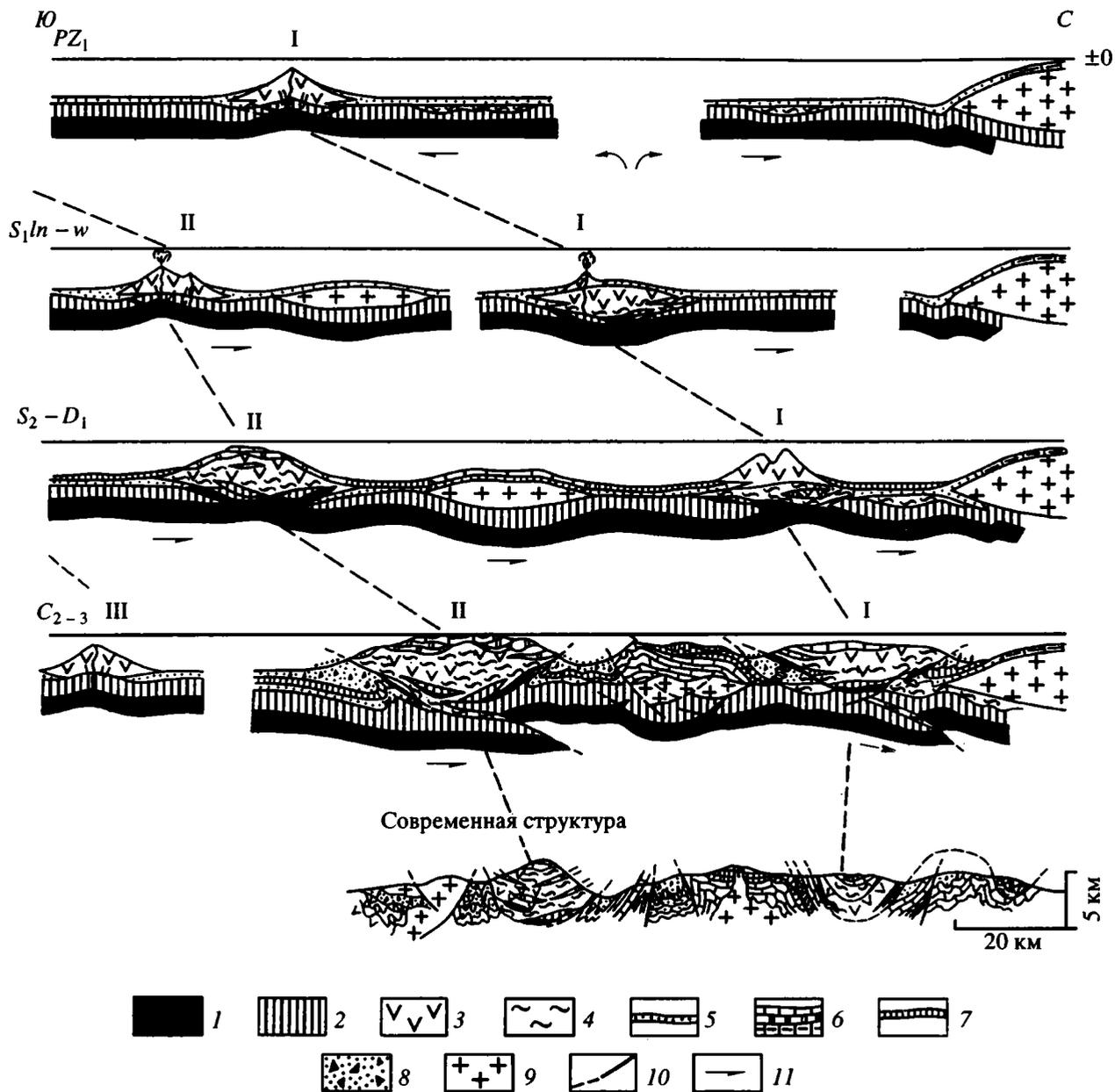


Рис. 4. Этапы палеотектонической эволюции Южного Тянь-Шаня в палеозое (Алайский сектор)

1 – ультрабазитовый слой; 2 – габбро и базальты (аналоги 2-го и 3-го слоев океанической коры); 3 – вулканиты; 4 – метаморфизованные и расланцованные вулканиты, кремнистые и терригенные породы; 5 – терригенные породы; 6 – известняки и доломиты; 7 – кремнистые и кремнисто-глинистые отложения; 8 – флиш с телами тектоно-гравитационных и гравитационных микститов; 9 – гранитоиды; 10 – разломы; 11 – направление перемещения литосферы (сокращение пространства с девона до перми, по данным [10], на менее 1500 км). Положение современной структуры см. на рис. 1, профиль Б–Б.

глощено в сутурной зоне (Северо-Нуратинский – Южно-Ферганский шов), а на остальной территории мы видим остаточные фрагменты Южной системы внутренних морей с корой океанического и переходного типа, разделенных системой вулканических гряд.

С середины силура дифференциация этого более или менее единого океанического бассейна усиливается. В девоне, местами до раннего карбо-

на включительно абиссальные условия осадконакопления сохраняются лишь в центральной части палеоокеана, где продолжается интенсивная вулканическая деятельность и локально накапливаются кремнистые осадки. К концу девона намечается тенденция к спаду вулканической деятельности с появлением туфов и глинисто-терригенных отложений. Формируется четко оформленный шельф с карбонатным осадконакоплением. В алайском

сегменте к югу от вулканогенных прогибов и абиссальных равнин располагалось прерывистое рифогенное мелководье, южнее переходящее в абиссальную равнину. Еще южнее располагались системы поднятий и мелководных банок, где формировались терригенно-песчаные, рифогенные, а впоследствии, начиная с девона, известняковые, доломитовые и известняково-вулканогенные формации алайского и баубашатинского типов. Эти области оконтуривали с севера сложно построенный и морфологически расчлененный бассейн (систему бассейнов), осадки которого слагают ныне приосевые части Туркестанского и Алайского хребтов, Зеравшано-Гиссарскую горную область и Восточный Алай.

Возникновение внутривассейнового рельефа особенно четко прослеживается на центральном пересечении Южного Тянь-Шаня (см. рис. 3). На границе раннего–позднего силура в южных вулканических грядках происходит их окончательное морфологическое оформление, прекращается вулканическая деятельность, и на вершинах подводных гор начинается формирование мощных толщ рифогенных известняков. На склонах и у подножия поднятий образуются толщи карбонатных турбидитов, которые в глубь бассейна переходят в относительно глубоководные кремнисто-карбонатные отложения. Позднее формируются терригенные отложения с конгломератами и глыбовыми брекчиями. Такой тип осадконакопления здесь сохраняется до конца девона, возможно, начала карбона. Сходная картина наблюдается и в Восточном Алае (Сугутская зона). Севернее, внутри единого бассейна осадконакопления, начинают оформляться внутривассейновые поднятия с карбонатным, часто рифогенным, осадконакоплением (Нуратау-Курганакская – Кульгеджелинская, Кштут-Урментанская зоны), разделенные областями накопления кремнисто-терригенных (девон–нижний карбон), а затем терригенных, флишевых отложений (средний–верхний карбон). Прогибы представляют собой относительно глубоководные ванны; поднятия – карбонатные вулканические постройки типа современных рифовых банок и карбонатных платформ.

Этот временной интервал знаменует собой, вероятно, смену геодинамического режима – с середины силура раздвижение океана прекращается и общее растяжение сменяется сжатием [11]. В девоне–начале карбона напряжения сжатия усиливаются, что фиксируется прекращением вулканической деятельности, началом образования терригенно-флишевых толщ и появлением в отдельных зонах тектоно-гравитационных и гравитационных микститов, а также продолжающимся короблением океанического дна, зафиксированным во все возрастающей морфологической дифференциации бассейна. Однако обстановка сжатия выразилась, в основном, лишь в появлении соответствующего поля напряжений, которое не трансформиро-

валось напрямую в образование тектонических структур. Влияние напряжений сжатия было лишь опосредованным. Но уже на этих ранних этапах развития Туркестанского палеоокеана начали формироваться некоторые структурные и структурно-метаморфические ансамбли, которые занимают существенное место в современной структуре Южного Тянь-Шаня. Рассмотрим некоторые из них.

*Структурно-метаморфические ансамбли внутривассейновых вулканических гряд.* Как уже упоминалось, одним из характерных структурно-вещественных элементов Южного Тянь-Шаня являются синформные зоны с развитыми в них вулканитами основного состава, зеленосланцевым метаморфизмом и венчающими разрез этих зон мощными толщами рифогенных отложений. Изучение этих зон, в частности, Ганза-Чимтаргинского (Зеравшано-Гиссарская синклинирная зона) и Сугутского (Восточно-Алайская зона) массивов, показало, что первоначально они представляли собой вулканические постройки (подводные и островные вулканические гряды), возвышавшиеся над общим уровнем дна абиссальных равнин с глубоководным осадконакоплением. Их существование (на основе изучения вулканизма и осадочного процесса) было выявлено, в частности, работами В.Н. Шванова [34], но впервые история их становления и развития, морфоструктурная и структурная эволюция, тип структурно-вещественных преобразований и их место в общей палеогеодинамике бассейна были даны в [10, 14–16] и других работах автора. Впоследствии такие структуры были обнаружены и в иных районах Южного Тянь-Шаня [38]. Не затрагивая деталей структуры, строения разреза и истории развития (все эти данные содержатся в цитированных выше работах), рассмотрим на примере Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов их палеотектоническую эволюцию и механизм формирования (рис. 5).

На раннем этапе (рифей?–ранний палеозой) на коре океанического типа происходит рост вулканического поднятия, о чем свидетельствуют петрохимический состав вулканитов и присутствие ультрабазитов и габброидов. На возникновение вулканической постройки, приподнятой над общим уровнем морского дна, указывает присутствие гравитационных и вулканогенно-гравитационных микститов. В лландовери–венлоке на вершине вулканической постройки начинается формирование отдельных банок рифовых известняков и доломитов. Их появление фиксирует прекращение вулканической деятельности и начало длительного (вплоть до среднего, возможно, позднего девона и даже раннего карбона) равномерного опускания кровли вулканической постройки, которое привело к накоплению более чем двухкилометровой толщи преимущественно рифогенных известняков. Возникают морфоструктуры, аналогичные современным “Seamount”, а затем они трансфор-

мируются в морфоструктуры типа гайотов и атоллов.

Как показывает изучение структуры метаморфических толщ, которые сформировались по породам “фундамента” рифовых построек, и их взаимоотношений с окружающими образованиями [14, 15, 18], это опускание связано с медленным и очень длительным (60–80 млн. лет) процессом пластического течения пород вулканического основания, которое сопровождалось метаморфизмом и рассланцеванием и привело к латеральному пластическому расползанию масс горных пород в условиях гравитационной неустойчивости. Пластическое течение сопровождалось и вещественными изменениями: породы преобразуются в метаморфические сланцы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Процессы метаморфизма, сопровождаемые перекристаллизацией, облегчают формирование новой тектонической структуры, а структурные преобразования способствуют более интенсивному протеканию метаморфических процессов.

В результате пластического течения основания вулканической постройки медленно расползается, а поскольку метаморфизм и рассланцевание в породах разного состава и строения проявляются неравномерно, то происходит тектоническое расслоение массива с образованием тектонических чешуй, покровов, зон тектонических брекчий и меланжей. Пластическое перераспределение горных масс приводит к выжиманию в верхние горизонты чешуй и блоков ультрабазитов и габброидов. Местами формируется офиолитовый меланж. Структурно-вещественные изменения претерпевают и осадочные породы, ассоциирующиеся с вулканической постройкой. Пластическое “расползание” основания горного подводного массива приводит к медленному опусканию его кровли и к постепенному наращиванию рифовой постройки. При этом известняки нижних горизонтов под действием веса вышележащих пород и общего растяжения, связанного с пластическим течением, также испытывают пластическую деформацию. Это подтверждается как их внутренней структурой, так и взаимоотношениями с окружающими образованиями. В частности, карбонатный, преимущественно рифовый разрез наращивается непрерывно только в центральных частях построек. По мере удаления от центра карбонатные толщи перекрываются все более и более древними относительно глубоководными отложениями. Нижние горизонты карбонатного разреза по периферии вулканических гор образуют покровные и надвиговые структуры, связанные с их пластическим течением.

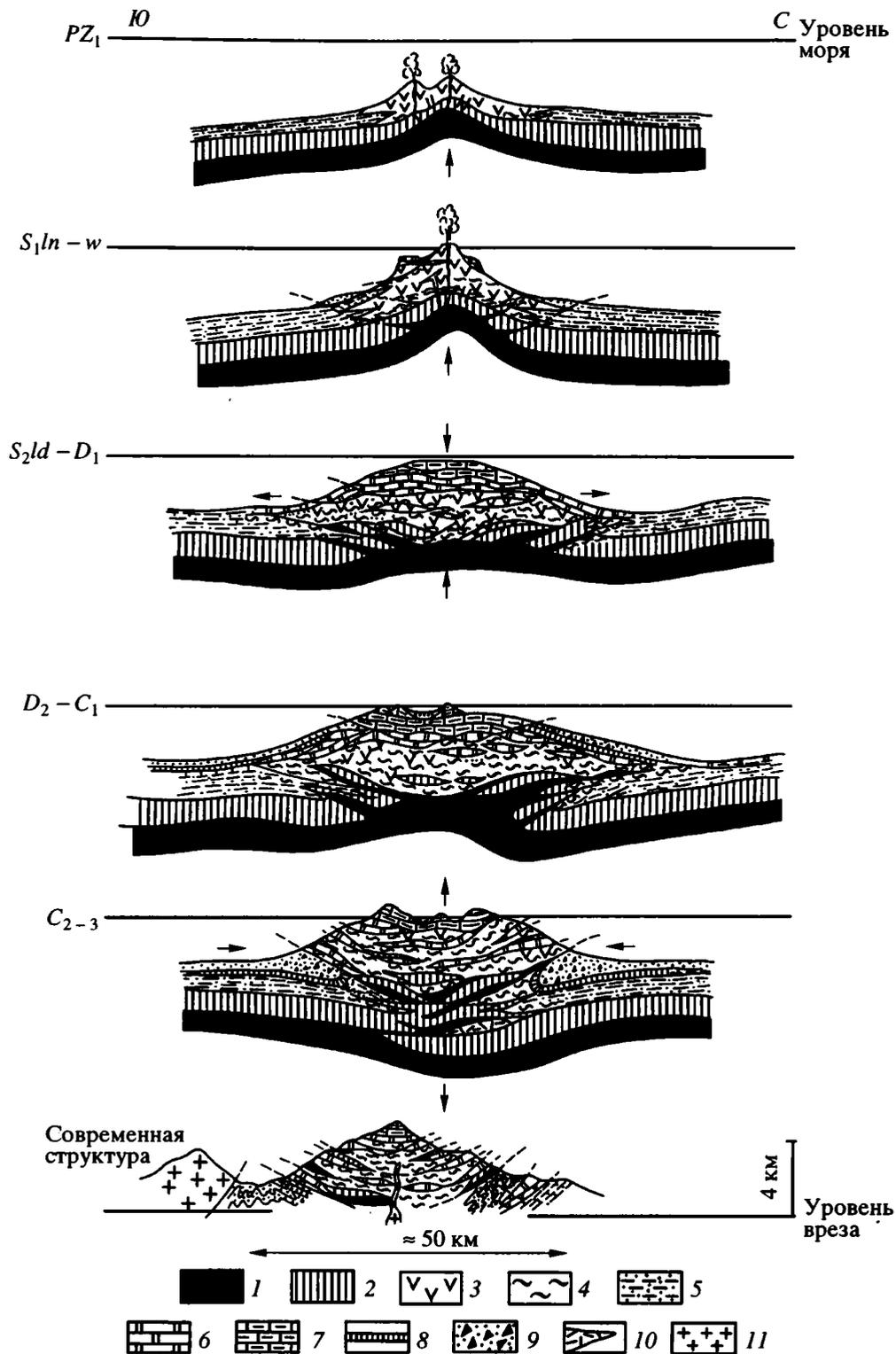
Постепенно, в результате горизонтального перераспределения масс и связанного с этим погружения, на уровень проявления зеленосланцевого метаморфизма приходят все новые и новые более высокие горизонты пород, которые, в свою оче-

редь, подвергаются метаморфизму, рассланцеванию и латеральному перераспределению. Метаморфизм захватывает при этом и карбонатные породы, превращенные в мраморизованные известняки и доломиты. В результате этого процесса в основании подводных и островных гряд формируются линзы и полосы метаморфических пород.

Поскольку процесс метаморфизма осуществляется в условиях взаимодействия с морской водой, усиленного флюидного режима и тектонического перемешивания измененных базальтов с кремнисто-терригенными и пелитовыми породами океанского дна, то в результате на коре океанического типа образуются линзы метаморфических пород, химический состав которых имеет повышенное (в сравнении с исходными породами) содержание литофильных элементов, прежде всего, кремния, калия, натрия и др., т.е. формируется некий “примитивный” метаморфический слой с валовым химическим составом и минералогическими комплексами, сходными с таковыми гранитно-метаморфического слоя континентальной земной коры. Эти “центры метаморфизма” могут, вероятно, в последующем стать теми центрами, которые при соответствующих условиях дадут начало росту настоящего гранитно-метаморфического слоя. На поздних этапах развития, к рассмотрению которых мы еще вернемся, в период общего горизонтального сжатия, эти синформные структуры, сохраняя до определенной степени свое первичное строение, оказываются выжатыми в более высокие горизонты коры с формированием надвигов, покровов, гравитационных и тектоно-гравитационных микститов и складчатости.

*Механизм коробления океанского дна и формирование вулканических карбонатных платформ.* Одной из особенностей развития древних бассейнов является зарождение на определенном этапе системы прогибов и относительных поднятий и морфоструктурное расчленение первоначально единого бассейна [17]. Не является исключением из этого правила и Южный Тянь-Шань, в пределах которого на границе раннего и позднего силура (местами чуть позже) начинает формироваться система относительных поднятий с карбонатным осадконакоплением. В позднем силуранем девоне это преимущественно тонкослоистые известняки с прослоями глинистых пород и гравелитов. На отдельных участках образуются рифогенные известняки. Позже, в карбоне, формируются средне- и грубослоистые известняки рифогенного типа с горизонтами и линзами карбонатных брекчий. В глубь бассейнов они сменяются относительно более глубоководными кремнисто-карбонатными осадками.

Возникает четкая морфоструктурная дифференциация бассейна, а с определенного этапа на границах поднятий и соседствующих с ними прогибов фиксируются тектонические деформации,



**Рис. 5.** Палеотектоническая эволюция вулканических внутрибассейновых гряд

1 – ультрабазиты; 2 – габбро и базальты (аналоги второго и третьего слоев океанической коры); 3 – основные вулканиды; 4 – основные вулканиды, кремнистые и терригенные породы, расланцованные и метаморфизованные в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях; 5–9 – осадочные комплексы: 5 – кремнисто-глинисто-карбонатные (ордовик–силур), 6, 7 – рифовые известняки: 6 – силур, 7 – девон, 8 – кремни и тонкослонистые известняки (девон–карбон), 9 – флиш и тектоно-гравитационные микститы (средний–верхний карбон); 10 – области возникновения кислых расплавов; 11 – граниты и гранодиориты. Положение рис. см. на рис. 2.

незахватывающие осадков абиссальных равнин и относительно глубоководных прогибов. Общее коробление бассейнового ложа и возникновение деформаций в пограничных зонах системы “поднятие–прогиб” не могут быть удовлетворительно объяснено общим сжатием бассейнового пространства между жесткими блоками (континентальными плитами). Для объяснения механизма возникновения этих структур применима модель реологической стратификации литосферы и изгибной неустойчивости [17, 24]. Суть модели в следующем [24].

Реологическая стратификация литосферы выражена в наличии слоев резко пониженной прочности, разделяющих более жесткие области коры и литосферы. Внутри литосферы могут существовать несколько астенослоев. Характерна приуроченность одного из слоев к нижней части коры. В океанических областях астенослой совпадает с серпентинитовым слоем. С этих позиций находится объяснение зарождению относительно положительных форм рельефа: механизм возникновения волнообразных деформаций и скупивания коры в условиях напряжений сжатия связан с развитием изгибной неустойчивости верхнего упругого слоя, подстилаемого пластичными породами (рис. 6). В случае океанической коры – это деформация хрупко-упругого габбро-базальтового слоя, залегающего на пластичных серпентинитах, и пластическое латеральное перетекание пластичных пород в области коробления.

Картина возникновения вздутий и областей относительного утонения пластичного слоя имеет волновой характер. Длина волны от одной области нагнетания до другой составляет, в зависимости от мощности деформируемых слоев, определенную величину. Процесс осуществляется при наличии нестационарного литостатического давления, обусловленного напряжением сдвига. Данная модель хорошо согласуется с геологическими наблюдениями как в пределах ложа современных океанов [24], так и в пределах складчато-покровных областей и платформ [17] и объясняет механизм зарождения положительных форм рельефа бассейнового ложа. Возникновение этих морфоструктур происходит в момент смены режима общего растяжения (раздвига) коры палеоокеана на режим общего сжатия. Без наличия напряжений сжатия развитие этого механизма, по-видимому, невозможно.

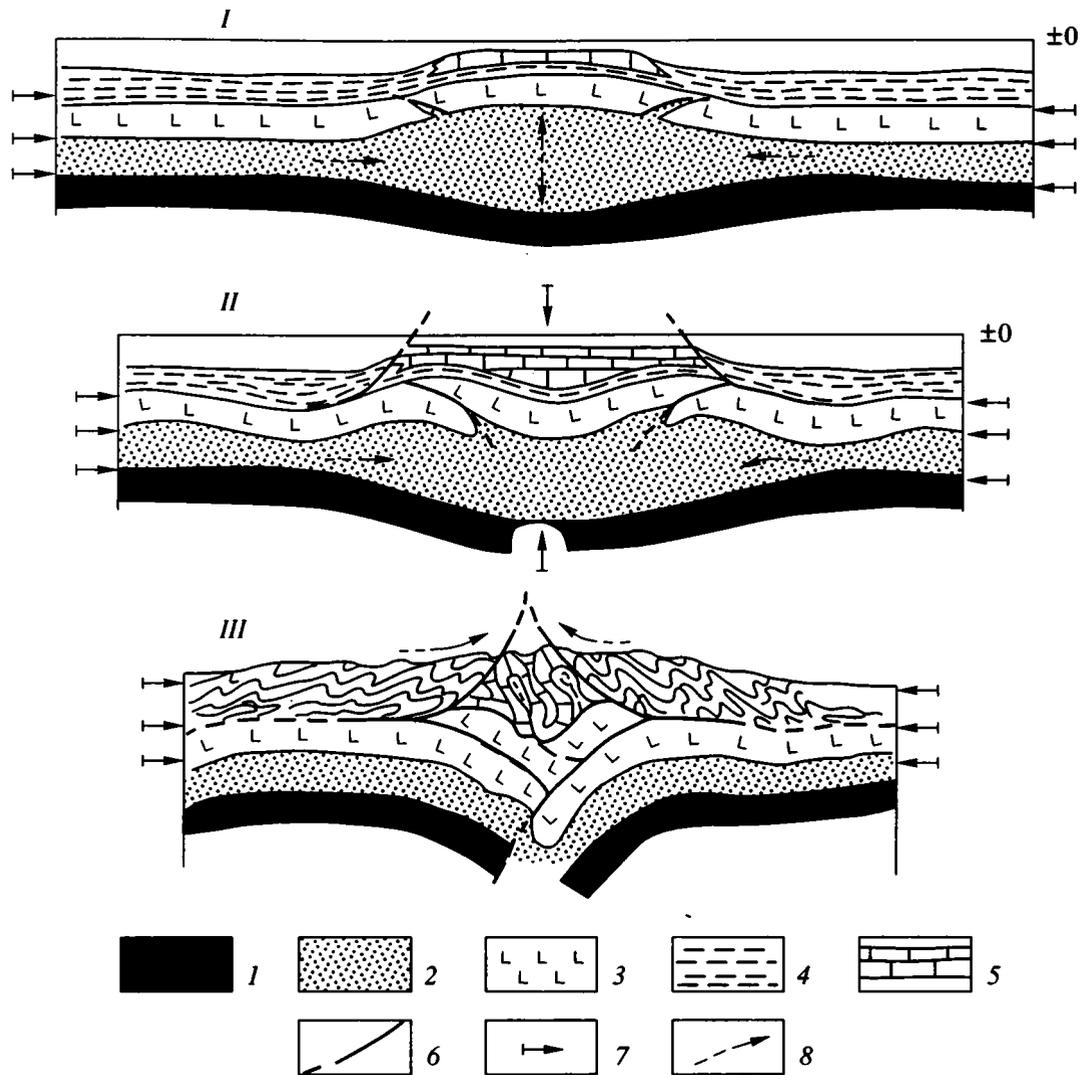
Таким образом, на ранних этапах развития палеоокеанического пространства, кроме общего движения океанской литосферы, приведшего к раскрытию океана, действовали и другие (в определенной степени независимые) механизмы, вызвавшие образование специфических структурных и структурно-метаморфических ансамблей. Формирование внутренней структуры вулканических гряд обусловлено гравитационной неустойчивостью положительных морфоструктур (вулкани-

ческих хребтов, атоллов, гайотов), которая спровоцировала пластическое “расползание” горных масс, возникновение расслоенного пакета метаморфических зеленосланцевых толщ, тектонических чешуй и покровов, общую синформную конфигурацию структурно-метаморфических ансамблей, появление “зародышей” метаморфического слоя с “континентальными” характеристиками. Морфоструктурная дифференциация бассейна и развитие положительных вулканических морфоструктур (карбонатных банок, платформ) обусловлены механизмом изгибной неустойчивости, проявляющимся в условиях реологической стратифицированности океанской литосферы и нестационарного литостатического давления, вызванного напряжениями сжатия.

### СРЕДНИЙ КАРБОН–ПЕРМЬ (АККРЕЦИЯ, КОЛЛИЗИЯ, ФОРМИРОВАНИЕ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНОГО СООРУЖЕНИЯ)

Начиная с намюрского века среднего карбона, главным механизмом образования тектонического стиля Южного Тянь-Шаня является общее поперечное субмеридиональное сжатие и сокращение пространства (см. рис. 3, 4), о чем свидетельствуют: образование сложной дисгармоничной складчатой структуры, надвигов и тектонических покровов; накопление мощных флишевых и олистостромовых отложений; появление тектонических офиолитовых и осадочных меланжей; тектоническое соприкосновение отложений различных геодинамических обстановок и пр. Общее сокращение пространства, помимо эффекта складко- и покровообразования, компенсируется дифференциальными вертикальными и горизонтальными движениями крупных объемов горных масс. При этом отложения одних зон (Зеравшано-Гиссарский, Зеравшано-Туркестанской, Туркестано-Алайской) по системе встречных надвигов выжимаются в более верхние горизонты земной коры, задавливая по надвигам отложения молодых позднепалеозойских прогибов с формированием сутурных коллизионных швов. В ряде случаев отложения этих зон выплескиваются на соседние тектонические элементы с образованием крупных шарьяжей. В результате этого процесса возникают крупные синформы, разделенные узкими шовными зонами. Внутренняя структура синформ при этом различна и определяется частными, свойственными конкретной зоне механизмами структурообразования.

Так, например, Зеравшано-Гиссарская и Восточно-Алайская зоны являются синформами в прямом смысле этого термина. В них в значительной степени законсервирована первичная структура, сформировавшаяся из вулканических горных гряд. Механизм образования этих структур описан выше. Синформа Зеравшано-Туркестанской



**Рис. 6.** Схема развития изгибной неустойчивости реологически стратифицированной океанской литосферы, по 24; формирование зон “замковой” субдукции и внутрибассейновых безофиолитовых коллизионных швов  
 1 – литосфера; 2 – пластичный серпентинитовый слой; 3 – упруго-хрупкий габбро-базальтовый слой; 4, 5 – отложения: 4 – прогнутых участков, 5 – подводных поднятий (карбонатных отмелей и платформ); 6 – разрывы и зоны отслоения; 7, 8 – напряжения: 7 – сжатия, 8 – перетекания горных масс. Положение рис. см. на рис. 2.

зоны вырисовывается только по подошве структуры, а внутренняя складчатая структура имеет антиклинорный облик. Ее образование связано либо с деформацией поперечного сжатия, одновременно с выдавливанием горных масс вверх, либо с механизмом адвекции, который действовал на поздних стадиях развития в мощной, тектонически скученной массе глинисто-песчаных отложений [32], но вопрос этот нельзя считать окончательно решенным.

На участках, где надвиги, ограничивающие подошву синформных и антиформных структур, сходятся, возникают коллизионные швы и структуры тектонического сшивания [18, 25]. Отложение шовных зон уходят под в значительной мере аллохтонные образования синформ и антиформ. В пределах коллизионных швов наблюдается

тектоническое скучивание материала и его нагнетание вверх и вниз с формированием псевдо-диapiroвых структур. На поздних этапах, когда исчерпана возможность поперечного сокращения пространства за счет складчатости и покрообразования, в коллизионных швах происходит латеральное перераспределение вещества по простираию зон и границ между ними. Это перераспределение сопровождается пластическими деформациями, релаксационным метаморфизмом [14, 21], образованием сдвигов, структур нагнетания вещества (горизонтальные сигмюиды) и его оттока (впадины растяжения). Коллизионные швы превращаются в зоны хрупко-пластического сдвига, что фиксируется по ориентировке осей складок, направлению максимальных удлинений при пластической деформации, наличием сдвиго-

вой составляющей при движении по разломам, продольным будинажем и другими признаками.

В коллизионных швах иногда исчезают целые структурно-формационные зоны, отложения которых в коренном залегании не известны, но встречены в виде конседиментационных покровов и олистолитов во флише, а также в виде глыб в составе осадочных меланжей. Коллизионные швы формируются из первичных палеоморфоструктурных элементов, и на Южном Тянь-Шане можно уверенно выделить два их типа. Первый тип образуется на месте (из) длительно развивавшихся бассейнов осадконакопления, ограниченных с двух сторон относительными поднятиями. При поперечном сокращении пространства породы, слагающие положительные морфоструктуры, по встречным надвигам надвигаются на бассейновые отложения, задавливая их с обеих сторон. Дальнейшее тектонически обусловленное прогибание и надвигание бортов сопровождается образованием гравитационных и тектоно-гравитационных микститов. Тектоническая структура этих зон представляет собой систему встречных надвигов, между которыми зажаты сложно дислоцированные отложения прогиба, в общем плане образующие веерообразную синклираль с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. Естественно, структура их может быть и гораздо более сложной. К данному типу относятся, в частности, Каракуль-Зиддинская и Зеравшанская зоны (см. рис. 1, 2).

Второй тип коллизионных швов формируется на месте (из) поднятий (подводных банок, отелей, карбонатных узких и протяженных платформ), разделяющих два относительно глубоководных бассейна. Общее сжатие или сокращение пространства приводит к надвиганию по встречным надвигам отложений бассейнов на область поднятия, короблению осадочного чехла поднятия, сложенного, как правило, карбонатными породами, смятию их в сложные складки, расчешуиванию пород. Компетентные породы чехла поднятия выжимаются в верхние горизонты с формированием псевдодиабрировых структур и каплевидных будин (рис. 7). Тектоническое выжимание приводит к воздыманию пород в зоне шва, которое как бы наследует более раннее, синхронное осадконакоплению поднятие морского дна. В результате формируется характерная веерообразная, часто суживающаяся книзу структура. К подобному типу коллизионных швов относится Нуратау-Курганакско-Кульгеджилинская зона (см. рис. 1, 2).

Нужно отметить при этом, что коллизионным швам описанных типов не свойственны скольконнибудь значительные проявления вулканизма – ни раннего базальтоидного, ни орогенного гранитоидного. Не свойственны им и выходы офиолитов.

Весь комплекс имеющихся данных: структурных, палеоморфологических, палеоседиментологических, палеомагнитных – позволяет уверенно

говорить [3, 10, 11, 14–18, 27, 28 и др.], что позднепалеозойские структурообразующие процессы на Южном Тянь-Шане обусловлены, главным образом, поперечным сокращением пространства и горизонтальным субмеридиональным сжатием. При этом необходимо добавить, что формирование структуры Южного Тянь-Шаня в позднем палеозое трудно объяснить без признания тектонического отслоения осадочной оболочки от расположенного ниже корового слоя, тектонического расслоения самого корового слоя, а также последовательного аккреционного приращения морфоструктурных элементов внутрибассейнового пространства к расположенному севернее более древнему и стабильному блоку Среднего Тянь-Шаня. Аккреционное приращение подтверждается следующими соображениями.

1. Отложения всех структурно-формационных зон (морфоструктурных элементов, террейнов), несмотря на их горизонтальное сближение и надвигание одной на другую, сохраняют свое первоначальное положение, которое они занимали в едином латеральном ряду в период осадконакопления.

2. Не происходит однонаправленного надвигания отложений разных зон одной на другую: они контактируют по встречным надвигам с образованием коллизионных швов, что отражено в дивергентной структуре практически всех крупных тектонических элементов; при этом одни объемы горных пород испытывают относительное погружение, другие – относительное воздымание (тектоническое выжимание).

3. Происходит возрастная миграция начального момента образования флишевых и олистостромовых отложений от намюрского века на севере региона до позднемосковского – на юге, что свидетельствует о постепенном омоложении процесса коллизии частных элементов с севера на юг.

Настоящая коллизия с интенсивным раздавливанием области между Киргизским континентом (на севере) и Афгано-Таджикско-Таримским (на юге) произошла лишь в самый последний момент оформления палеозойской структуры Южного Тянь-Шаня, а именно в позднем карбоне–перми. Как отмечено в [28], в пределах Туркестанского палеоокеана, вероятно, не существовало единой зоны субдукции, что подтверждается и рассмотренным материалом. Субдукционный процесс, по всей видимости, был рассредоточен на границах множественных палеоморфоструктурных элементов типа вулканических и авулканических островных и подводных гряд. При этом зоны субдукции были, вероятно, малоглубинными и сопровождалась тектоническим расслоением океанской литосферы и отслаиванием от нее осадочной оболочки. Движение субдуцированных масс происходило во встречных направлениях, приводя к образованию раздувов корового

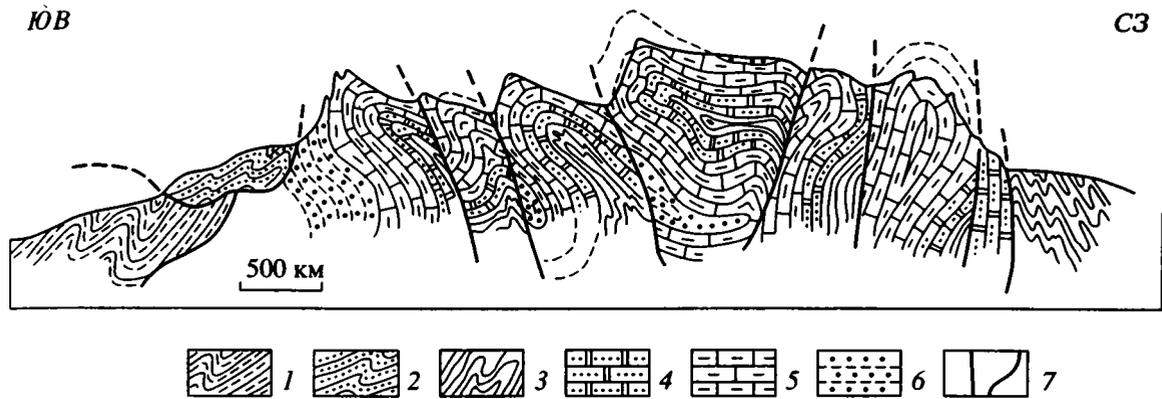


Рис. 7. Поперечный разрез через Курганский коллизионный шов в районе массива Токаличука

1 – глинистые и карбонатные сланцы (кембрий); 2 – флишевые толщи (нижний силур Зеравшано-Туркестанской зоны); 3 – глинистые сланцы (кембрий?); 4 – песчанистые известняки, мергели, сланцы, гравелиты (верхний силур–девон); 5 – известняки (девон–нижний карбон); 6 – конгломераты, песчаники, глыбовые брекчии (верхний палеозой); 7 – разрывы.

слоя и самоблокированию субдукции. В результате сформировались специфические зоны “замковой” субдукции (selfclosing subduction), над которыми возникли структуры коллизионных швов (см. рис. 6). Возможно, термин “субдукция” здесь и не совсем применим и лучше называть эти зоны глубинными зонами внутрибассейновой (внутри-океанической) коллизии.

Таким образом, в позднем палеозое на месте древнего палеоокеана сформировалась покровно-складчатая область с расчлененным рельефом. Возникли области размыва, которые поставляли в остаточные бассейны терригенный материал молассового комплекса. Проявился орогенный гранитоидный магматизм.

Заканчивая рассмотрение палеозойской истории формирования структуры Южного Тянь-Шаня, нужно отметить, что она возникла, главным образом, за счет поперечного сокращения пространства и горизонтального субмеридионального сжатия. Однако, как было показано, на фоне этого общего геодинамического режима, связанного с перемещением океанской литосферы (сначала в режиме растяжения, затем – сжатия), в пределах палеоокеана действовали и относительно независимые геодинамические режимы, такие, как гравитационная неустойчивость горных масс и механизм изгибной неустойчивости реологически стратифицированной литосферы, приведшей к начальному короблению ложа океана и возникновению внутрибассейнового рельефа. Эти механизмы создали специфические структурно-вещественные ансамбли, которые существенно повлияли на общий структурный рисунок палеозойской покровно-складчатой области и на ход ее структурной эволюции.

#### ТРИАС–РАННИЙ ЭОЦЕН (ПЛАТФОРМА)

Итак, во второй половине перми на месте обширного палеоокеанического пространства сформировалась сложная, гетерогенная покровно-

складчатая структура. Учитывая ряд особенностей строения палеоокеана, его эволюции и современной структуры, а именно: покровно-складчатое строение; совмещение в пространстве разных морфоструктурных элементов, отложений и типов коры; наличие линз и полос метаморфических пород; значительные объемы орогенных вулканитов, тектоническое расслоение коры, общий дисгармоничный срыв осадочной оболочки и пр., можно полагать, что конечным результатом палеозойского этапа развития стало формирование мощного корового слоя. Однако он принципиально отличался от современного, так как в нем по определению не могло еще существовать расслоение на гранитно-метаморфический и базальтовый слои. Этот коровый слой представлял собой сложно построенный, гетерогенный структурно-магматическо-метаморфический меланж, состоящий из переработанных в процессе длительной эволюции фрагментов базитовой коры, гранитно-метаморфического слоя микроконтинентов, палеозойского вулканогенно-осадочного чехла и ранних метаморфитов. Очевидно, что это гетерогенное сообщество горных масс должно было находиться в термодинамически и изостатически неустойчивом состоянии с непостоянным и сложным внутренним полем напряжений.

Информация о вещественной и структурной истории горных масс в период от раннего триаса до раннего эоцена чрезвычайно скудна, однако некоторые предположения можно высказать. В поздней перми–раннем, среднем триасе на территории Южного Тянь-Шаня существовали платформенные условия. В это время был выработан пенеплен и формировалась площадная кора выветривания (рис. 8). Платформа имела высокое стояние, и именно в это время образовались многочисленные трубки взрыва, которые пробили вышележащие горизонты и вынесли на поверхность породы различного состава и строения глу-

бинного происхождения [8], свидетельствующие о значительной гетерогенности недр региона. Образование трубок взрыва и высокое стояние территории можно, вероятно, связывать с перенапряженным состоянием нижних горизонтов гетерогенного корового слоя, а также с процессами гравитационного и динамического выравнивания и внутренним перераспределением масс с образованием первичного "гранитно-метаморфического" и "базальтового" слоев.

В позднем триасе, ранней и средней юре платформенный режим продолжает существовать, но отмечается некоторая активизация тектонического режима, дифференциация рельефа, пликативная деформация домезозойского пенеплена, заложение системы прогибов и невысоких поднятий. Прогибы заполнялись преимущественно аллювиальными и болотно-озерными отложениями. В некоторых бассейнах отмечается локальное смятие. Активизация являлась отражением тектонических событий в соседней Памиро-Гиндушской области [29, 36]. Тот факт, что кора Южного Тянь-Шаня в это время чутко реагировала на проявление тектонических фаз тетического пространства, свидетельствует об ее относительной подвижности и неполной консолидации. Однако эти процессы не связаны с общим сжатием между жесткими блоками, так как формирование ряда прогибов сопровождалось растяжением, о чем свидетельствуют, в частности, экстрезивные тела и потоки кварцевых порфиров в горном обрамлении Ферганы.

В поздней юре, раннем и позднем мелу платформа Южного Тянь-Шаня продолжает реагировать на фазы альпийского тектогенеза, происходящие южнее [33], но влияние их уменьшается со временем. Во второй половине мела и до конца эоцена амплитуда прогибаний становится незначительной и на всей территории накапливаются карбонатно-глинисто-гипсовые и терригенные континентальные, лагунные и мелководноморские осадки незначительной мощности. Отдельные зоны размыва сохраняются, но, судя по составу и гранулометрии отложений, размах рельефа невелик, за исключением отдельных уступов и эскарпов [36]. Платформенный режим с карбонатно-глинисто-хемогенным осадконакоплением продолжает существовать до конца эоцена, и в это время на рассматриваемой территории устанавливается режим изостатического и геодинамического равновесия. Подчеркнем, однако, что на данном этапе развития произошла значительная тектоническая деформация поверхности домезозойского пенеплена. Сформировались системы поднятий и протяженных прогибов, что может быть связано со значительным латеральным перераспределением материала в фундаменте – оттоком его из областей прогибания и нагнетанием в зоны поднятий тектонического рельефа (см. рис. 8).

## КОНЕЦ ЭОЦЕНА–НАСТОЯЩЕЕ ВРЕМЯ (ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ОРОГЕН)

С конца эоцена [28], по другим данным – с конца олигоцена [29] начинается новый этап – этап резкой активизации тектонического режима и превращения эпипалеозойской платформы во внутриконтинентальный ороген. Геодинамические интерпретации региона для неотектонического этапа различны и отражают, как мы упоминали в начале статьи, весь спектр возможных мнений. Однако в настоящее время имеется большой объем новых данных, позволяющих существенно уточнить модель развития Южного Тянь-Шаня в процессе орогенеза.

Изучение общего структурного плана, конкретных структур и геофизических данных, а также привлечение физико-математических моделей позволяют думать, что основной механизм формирования структуры и морфологии Южного Тянь-Шаня в новейшее время определяется действием компрессионно-эжективного механизма [20], связанным с объемной подвижностью и перераспределением вещества в коровом слое: оттоком горных масс из области впадин и нагнетанием их в область поднятия. Латеральное тектоническое течение происходит на разных уровнях верхне- и нижнекорового слоя с возникновением субгоризонтальной тектонической расслоенности и образованием дисгармоничной структуры внутри каждого из слоев. Возникновение латеральных токов и их трансформация в зоны вертикального подъема и нагнетания с последующим растеканием в стороны впадин, вероятно, причинно связаны с развитием неоднородностей в активизированной разуплотненной мантии, существование которой выявляется по данным геофизических исследований.

Это подтверждается и анализом напряженно-го состояния горных масс в регионе [4]. Глубинное поле напряжений, реконструируемое для нижней части коры, характеризуется в пределах горного сооружения субмеридиональным сжатием и субвертикальным растяжением. Происходит как бы боковое сплющивание нижнекорового слоя с его нагнетанием к центру горной страны и подъемом горных масс. Напротив, региональное поверхностное поле указывает на поперечное субгоризонтальное растяжение и субвертикальное сжатие (сплющивание) (рис. 9), что и отражено на предлагаемой модели.

Этим представлениям не противоречат и данные светодальномерных наблюдений, которые показывают, что ширина Таджикской депрессии увеличивается, несмотря на то, что она находится в обстановке субгоризонтального сжатия. Геодинамическая интерпретация при этом согласуется

\* Подробное изложение фактического материала, обоснование модели и соответствующая библиография содержатся в [20].

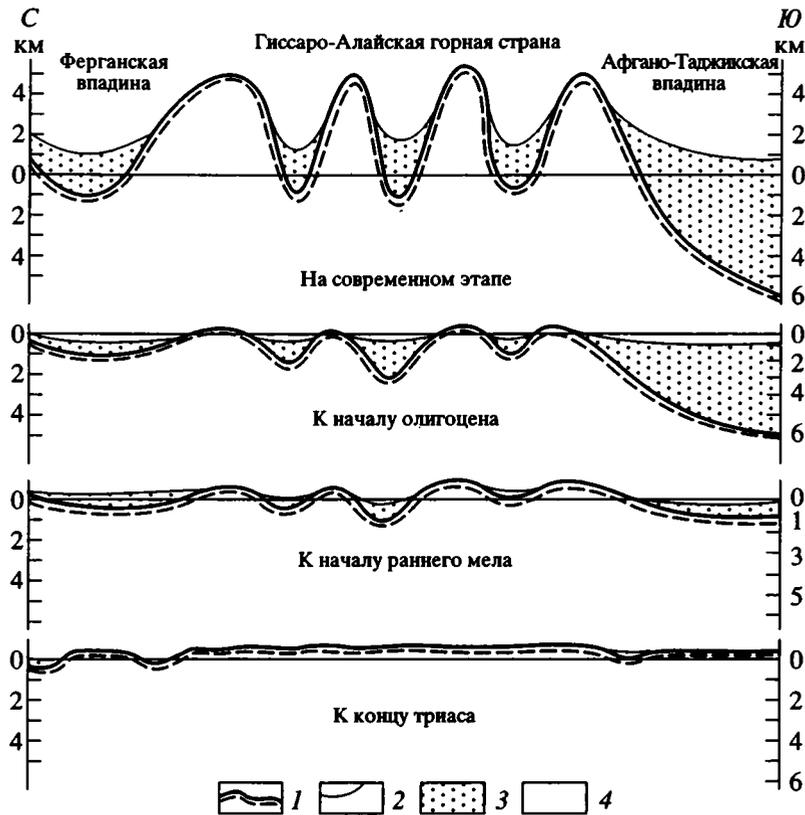


Рис. 8. Схема развития мезозойско-кайнозойских впадин и деформация поверхности домезозойского пенеппла Южного Тянь-Шаня  
 1 – поверхность домезозойского пенеппла; 2 – верхняя поверхность осадочного чехла; 3 – мезозойско-кайнозойские отложения; 4 – палеозойский фундамент.

[5, рис. 2в] с нашей весьма четко. Напряжения общего субмеридионального сжатия, характерные для современного состояния региона в целом, отразились в проявлении механизма изгибной неустойчивости, в возникновении волновой картины распределения разномасштабных сводов и впадин, при которой длина волны зависит от глубины заложения процесса, а также в пространственном перераспределении корового вещества. Наличие напряжений сжатия обусловило, вероятно, и общую пространственную организацию структурного плана и возникновение (или возрождение) ряда структурных элементов типа диагональных сдвигов и продольных зон сплющивания.

Таким образом, при формировании альпийской структуры Южного Тянь-Шаня действовали, по крайней мере, три независимых механизма: основной компрессионно-эжективный [20] и сопутствующие ему механизмы изгибной и гравитационной неустойчивости. Причины активизации мантии здесь не обсуждаются, это предмет специального исследования. Скорее всего, это планетарное явление, не связанное с региональными причинами, но, возможно, что это реакция ман-

тийной области на поддвиг Индостанской плиты и ее движение к северу.

### ВЫВОДЫ

Итак, приведенный в статье материал свидетельствует, что современная структура Южного Тянь-Шаня является совокупным результатом многостадийной истории (палеоокеан → покровно-складчатая область → платформа → ороген) и многофакторного тектогенеза и отражением сложной интерференции различных геодинамических режимов и механизмов структурообразования.

Каждый из крупных этапов развития региона характеризуется одним ведущим геодинамическим режимом, свойственным только данному этапу. В то же время на каждом из этапов могут проявляться и частные геодинамические режимы, производные или не зависящие от главного. Частные режимы приводят к формированию специфических структурно-тектонических ансамблей и действуют или в определенных зонах (обстановках), или захватывают всю область в целом, накладываясь на действие основного геодинамического режима.

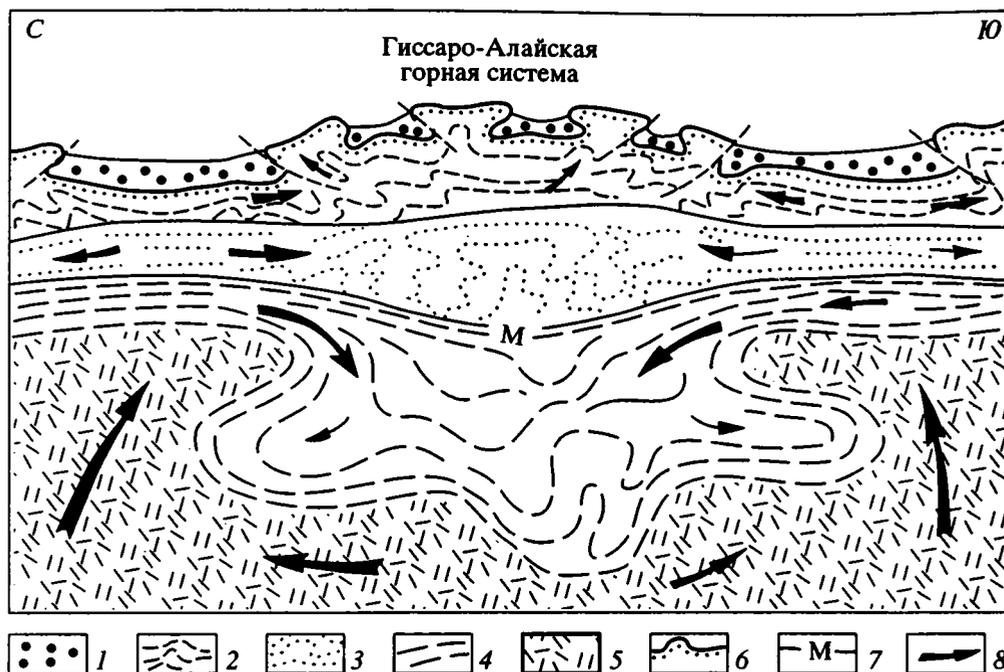


Рис. 9. Схема, отражающая альпийскую геодинамику Южного Тянь-Шаня.

1 — молассовый комплекс; 2 — палеозойское основание и "гранитно-метаморфический" слой; 3 — "базальтовый" слой; 4 — верхняя мантия (относительно холодная); 5 — относительно прогретая разуплотненная мантия (астеносферный слой); 6 — деформированная в альпийское время поверхность домезозойского пенеплена; 7 — поверхность Мохо; 8 — условные направления течения материала. <sup>1</sup>Детальный геолого-геофизический профиль, фактическое обоснование модели и библиография содержатся в [20].

Проявление некоторых механизмов и режимов (как частных, так и общих) не детерминировано историей предшествующего развития территории. Так, геодинамический режим неотектонического этапа, как было показано, независим от геодинамического режима, сформировавшего покровно-складчатую область в конце палеозоя. Это подтверждается ранее сделанный вывод [22, 23] о независимости орогенических событий от предыстории геологического развития той или иной территории.

Проявление некоторых геодинамических режимов (таких, как изгибная или гравитационная неустойчивость) на различных этапах геологической эволюции региона приводит к выводу, который подтвержден и на других примерах [17], что существуют процессы более высокого ранга, чем принимаемые обычно механизмы структурообразования покровно-складчатого и платформенного режимов развития. Такие процессы связаны с объемной подвижностью и типом напряженного состояния реологически расслоенной литосферы и могут проявляться в различных геотектонических обстановках.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.В. Геодинамика М.: Наука, 1978. 327 с.
2. Белоусов В.В., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. и др. Итоги Международного проекта и направле-

ние будущих работ // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 6–10.

3. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
4. Войейкова О.А., Ибрагимов Р.Н., Николаев П.Н. и др. Опыт тектодинамического анализа формирования новейших структур Западного Тянь-Шаня // Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР. Ташкент: Фан, 1983. С. 159–165.
5. Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И. Геодинамика территории Гармского полигона (Таджикистан) по результатам светодальномерных наблюдений // Геотектоника. 1993. № 3. С. 47–54.
6. Довжиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977. 170 с.
7. Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 94 с.
8. Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. С. 287.
9. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику // М.: Недра, 1979. 312 с.
10. Клишевич В.Л., Храмов А.Н. Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–76.
11. Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 94 с.
12. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития

- Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. С. 270.
13. Кучай В.К. Современная геодинамика Среднеазиатского региона // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981. С. 15–17.
  14. Леонов М.Г. Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. С. 130. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 433).
  15. Леонов М.Г. Метаморфизм в зонах вертикально- и горизонтальноплоскостного пластического течения горных масс // Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1989. С. 7–8.
  16. Леонов М.Г. Тектоническая структура области сочленения Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня (бассейн ручьев Риват, Вашан, Мадм) // Геотектоника. 1989. № 4. С. 118–121.
  17. Леонов М.Г. Безофиолитовые коллизийные швы (структура, эволюция, механизм формирования) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 8. С. 3–17.
  18. Леонов М.Г. Структурные ансамбли Южного Тянь-Шаня и геодинамические условия их формирования // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 72–99.
  19. Леонов М.Г. О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.
  20. Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
  21. Леонов М.Г., Кожухарова Е. Структурно-вещественные преобразования горных пород Южного Тянь-Шаня // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 100–123.
  22. Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез // Геотектоника. 1972. № 2. С. 3–14.
  23. Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 193 с.
  24. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
  25. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
  26. Макаров В.И. Структура горных областей Альпийско-Центральноазиатского пояса новейшего горообразования: опыт сравнительного анализа // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 91–96.
  27. Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 192 с.
  28. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральное-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
  29. Никонов А.А. Сравнительная неотектоника Памира и Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 37–46.
  30. Резвой Д.П. О явлении унаследованности в тектоническом развитии Южного Тянь-Шаня в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое // Геол. сб. Львовского геол. общ-ва. 1956. № 2-3. С. 18–35.
  31. Резвой Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов: Из-во Львов. ун-та, 1959. 370 с.
  32. Рогожин Е.А. Складчатость Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1993. № 1. С. 57–67.
  33. Чедия О.К., Уткина Н.Г. Новейший тектогенез Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 46–53.
  34. Шванов В.Н. Литоформационная корреляция терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: ЛГУ, 1983. 213 с.
  35. Шульц С.С. Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
  36. Щерба И.Г. Отражение фаз альпийского тектогенеза в мезозойско-кайнозойских толщах Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1990. № 2. С. 42–54.
  37. Яблонская Н.А. Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования // Геотектоника. 1989. № 1. С. 61–71.
  38. Kariakin Yu.V., Kurenkov S.A., Aristov V.A. Oceanic crust structure in the Turkestan part of the Palaeozoic // Geodynamic evolution of Palaeozoic ocean. JGCP, Project 283. Rep. № 4. Novosibirsk, 1993. P. 81–83.

Рецензенты: В.Е. Хаин, В.С. Буртман

## Phanerozoic Geodynamic Regimes of the Southern Tien Shan

M. G. Leonov

The present-day geologic structure of the southern Tien Shan is the combined result of a broad variety of tectonic factors and reflects a complex interference of a spectrum of geodynamic regimes and structure-forming mechanisms. Each major evolutionary stage of the study region was dominated by a specific geodynamic regime. On the other hand, during each evolutionary stage, certain particular geodynamic regimes operated that were either derivative or independent of the main regime. Some of the mechanisms and regimes in question came into existence no matter what the preceding geologic evolution. In addition, there exist geodynamic regimes of a higher rank than the generally recognized fold-and-thrust mechanisms and cratonic evolution regimes; they are related to the three-dimension mobility of the rheologically layered lithosphere and can manifest themselves at different stages of lithospheric evolution. The fact that the geodynamic regimes under study appeared without being determined by preceding history supports the concept of the nonlinear character of tectonic processes. The study area is shown to have been rather mobile tectonically during its oceanic evolutionary stage due to the formation of peculiar intrabasinal collision sutures and shallow self-closing subduction zones.

УДК 551.242.3(571.51)

## ТЕКТОНИКА И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ ВЕРХНЕРИФЕЙСКО-КЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАТЕНЕВСКОГО КРЯЖА (КУЗНЕЦКИЙ АЛА-ТАУ)

© 1996 г. Т. Н. Хераскова, Е. В. Гаврилова

Геологический институт РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 25.04.94 г.

Батеневский кряж в конце рифея-раннем кембрии представлял собой внутриокеаническое поднятие с горст-грабеновым строением. На его приподнятых блоках накапливались мелководные фосфатоносные калькарениты, органогенно-обломочные и археоциато-водорослевые известняки, в смежных грабенах – карбонатные турбидиты и подводно-оползневые брекчии. Первичная горст-грабеновая структура разрушена при сжатии и покровообразовании во второй половине среднего кембрия, последовавших в результате столкновения Батеневского поднятия с Западно-Саянской островной дугой. Покровное строение Батеневского кряжа установлено впервые.

Геодинамические реконструкции и восстановление морфологии древних океанических бассейнов Центральной Азии невозможны без понимания тектонической природы и внутреннего строения широко развитых здесь карбонатных толщ позднерифейско-среднекембрийского возраста. Чаще всего карбонаты залегают несогласно на гранитизированных породах докембрия и рассматриваются в качестве карбонатных чехлов микроконтинентов (Тувинно-Монгольский, Дзобханский, Гарганский и др.) [8]. В других случаях карбонатные отложения находятся в сложных фациальных соотношениях с базальтами повышенной щелочности и, по-видимому представляли собой чехлы внутриокеанических поднятий. Примером может быть нижнекембрийская балкыбекская свита хр. Чингиз в Казахстане [11], вендско-кембрийское Баратальское поднятие Горного Алтая [2]. Тектоническая природа и внутренняя структура Батеневского карбонатного массива, расположенного в юго-восточной части Кузнецкого Алатау (рис. 1, 2) до сих пор оставалась совершенно невыясненной, хотя стратиграфии, литологии и фосфатоносности карбонатных отложений этого региона посвящена обширная литература [1–6, 9, 10, 13, 14, 16].

### ОПИСАНИЕ СТРУКТУРЫ БАТЕНЕВСКОГО КРЯЖА И СТРОЕНИЯ СЛАГАЮЩИХ ЕГО КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ

В процессе детального картирования (с участием С.М. Либерман) установлено покровное строение Батеневского поднятия, хорошо видное на приведенной карте (рис. 1). Здесь в ряде тектонических пластин пространственно совмещены комплексы карбонатных отложений, различаю-

щиеся как возрастом, так и фациальным обликом. Тектонические пластины разделены олистостромами, формирование которых происходило, предположительно, со второй половины среднего кембрия, так как породы раннего кембрия–первой половины среднего кембрия слагают олистоплаки внутри олистострома. Скучивание, покровообразование и формирование олистостром нарушили и частично разрушили первичную структуру карбонатного массива, формировавшуюся с позднего рифея до первой половины среднего кембрия. Для ее восстановления рассмотрим последовательно строение и состав пород в каждой тектонической пластине (с юга на север): Мартюхинской, г. Полтинки, Богградской, Обладжанской, Давыдковской и Потехинской (рис. 1, 2).

**Мартюхинская тектоническая пластина** представляет собой осложненную чешуйчатыми надвигами моноклираль субширотного простирания, полого погружающуюся в северо-северо-западном направлении (рис. 3). На севере она перекрыта тектоническими пластинами г. Полтинки и Богградской, а на юге скрыта под покровом девонских отложений Южно-Минусинской впадины. Развитый здесь разрез состоит из четырех частей:

*К верхнему рифею* отнесена ассоциация серых и темносерых, иногда буроватых известняковых и доломитизированных калькаренитов и кальцилитов. В устье лога Кутень-Булак среди этих образований распространены столбчатые стромаболиты верхнерифейского облика [10]. Ранее эти образования относились к биджинской свите [5]. В составе ассоциации преобладают параллельно-слоистые калькарениты, слой которых различаются зернистостью обломочного материала.

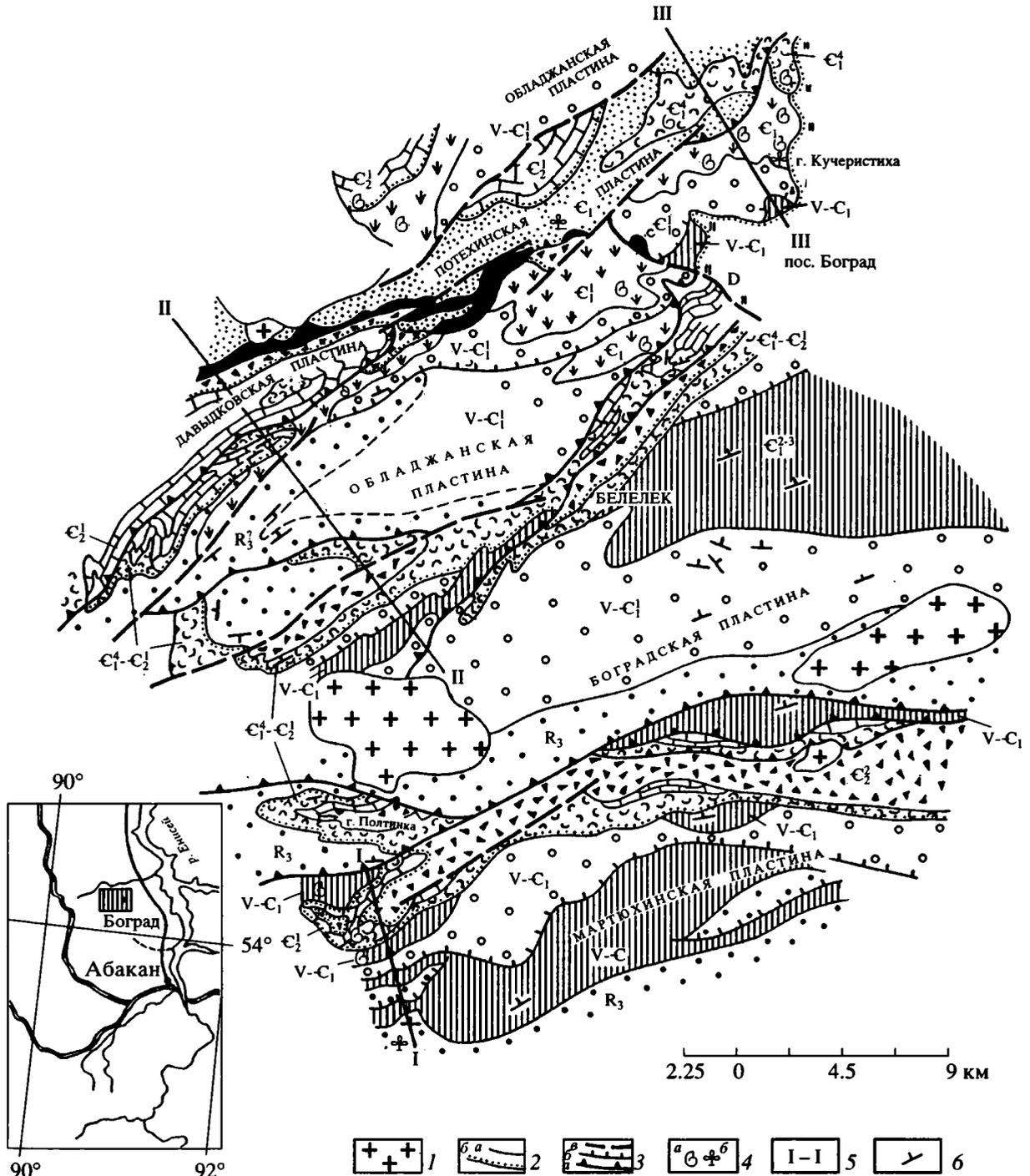


Рис. 1. Геологическая карта Батеневского края (составлена авторами с использованием материалов С.М. Либерман, Д.В. Бондаревой, Н.М. Задорожной).

1 – интрузии гранитоидов; 2 – геологические границы согласного (а) и несогласного (б) залегания; 3 – границы тектонических пластин (а), гравитационных покровов (б), сбросы и взбросы (в); 4 – находки фауны (а) и флоры (б); 5 – линии разрезов на рис. 3; 6 – элементы залегания пород. Остальные усл. знаки см. на рис. 2.

Чаще всего средне-, крупнозернистые калькаренинты (слои мощностью (5–30 см) чередуются с микро- и тонкослоистыми углеродистыми мелкозернистыми калькаренинтами и кальцилютитамы (1–2 см, редко 0.5 м). Среди крупнозернистых

калькаренинтов имеются косослоистые разности, горизонты с мелкой галькой и гравием карбонатных пород. Спорадически встречаются пакеты онколитовых калькаренинтов, а среди углеродистых разностей – слои с остатками циано-бактериальных

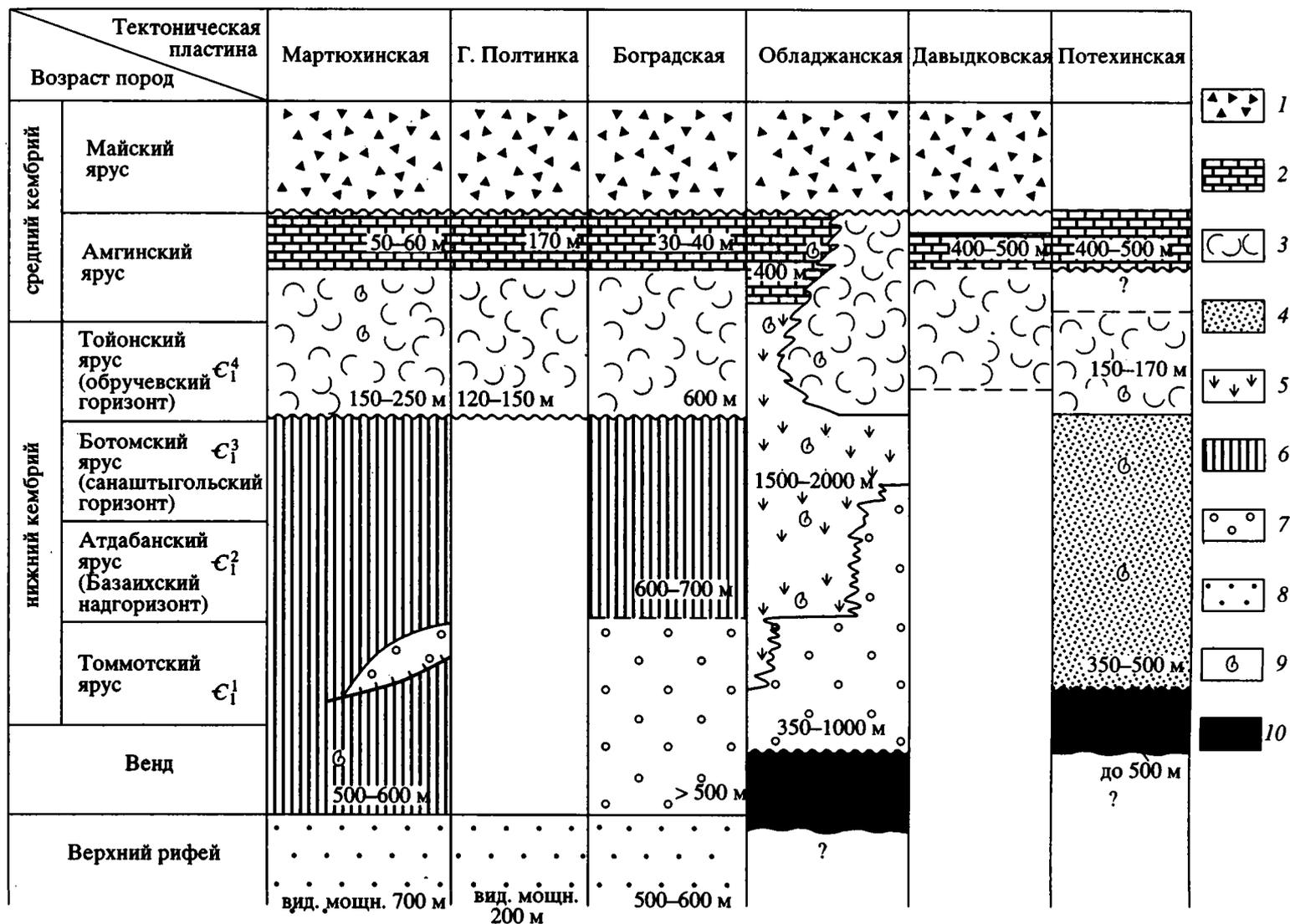


Рис. 2. Схема корреляции геологических разрезов в тектонических пластинах Батеневского крыжа.

1 – олистостромы; 2 – ленточнослоистые известняки, пеплистые известняки с повышенным содержанием бария, прослои фтанитов; 3 – туффиты, пеплистые известняки, углеродисто-кремнистые сланцы, а также туфогравелиты и тефроиды (в Богградской пластине); 4 – серые и темносерые доломитизированные калькарениды, кальцилютиты с прослоями водорослевых и органогенно-обломочных известняков; 5 – археоциато-водорослевые и биокластовые известняки; 6 – тонкослоистые углеродистые известняки и доломиты; 7 – светлосерые и голубоватые калькарениды с прослоями кальцилютитов, часто окремненные с повышенным содержанием  $P_2O_5$ , фенестровые и онкоидные известняки и доломиты; 8 – буровато-серые и серые доломитизированные калькарениды и кальцилютиты; 9 – органические остатки; 10 – базальты.

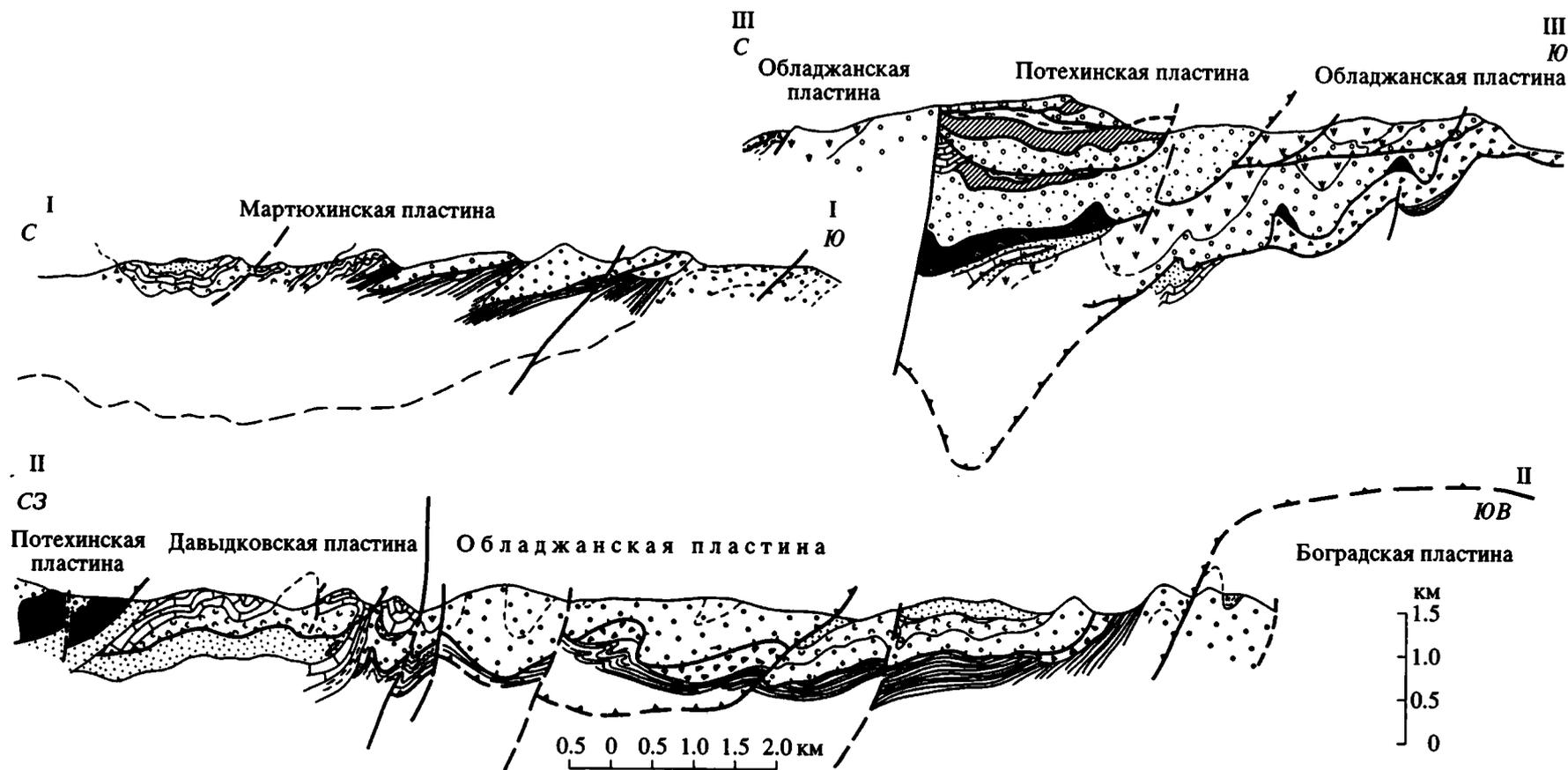


Рис. 3. Геологические профили через Батеневский кряж. Местоположение профилей показано на рис. 1, усл. обозн. см. на рис. 4.

пленок. Во многих участках из-за наложенных процессов доломитизации породы утратили свои первичные текстурные признаки и превратились в серые однородные среднезернистые доломиты.

Верхнерифейская ассоциация характеризует мелководные условия открытого бассейна, дно которого испытывало неравномерное погружение и наклон в северных румбах (в современных координатах). Об этом свидетельствуют многочисленные оползневые складки, оси которых в основном падают на север, гофрировка отдельных слоев, их срезание, а также появление горизонтов подводнооползневых брекчий. С течением времени скорость погружения, видимо, увеличилась, так как вверх по разрезу верхнерифейская калькаренитовая мелководная ассоциация сменяется более мелководной вендско-нижнекембрийской.

*Венд-нижний кембрий* представлен микрослойчатыми углеродистыми известняками и доломитами (мартюхинская свита). Среди этих пород Н.М. Задорожной [5] в окрестностях лога Кутень-Булак обнаружен отпечаток медузы вендского возраста. Углеродистые известняки включают олистолиты и олистоплаки мелководных калькаренитов, онколитовых калькаренитов и водорослевых известняков (рис. 1, 2, 3). При этом олистоплаки, присутствующие в нижней части разреза углеродистых известняков, сходны с подстилающими породами верхнего рифея, а приуроченные к верхней половине разреза близки к развитым в вендско-томмотских отложениях более северной Богградской и Обладжанской пластины. Углеродистые известняки и доломиты образованы слоями микро- и мелкозернистого карбоната 1–2 мм, различающимися содержанием углеродистого вещества. Менее и более углеродистые слои образуют градационную пару, связанную между собой постепенным переходом и отделенную от других таких пар более резкими контактами. Слоистость в целом параллельная, но нередки срезания верхними слоями более нижних, а также появление косослойчатых разностей, позволяющих говорить о том, что первоначально эти известняки представляли собой мелкозернистые калькарениты, в осаждении которых существенную роль играли относительно мелководные течения или низкоплотностные турбидные потоки. Эта точка зрения представляется особенно вероятной там, где среди тонкослойчатых разностей спорадически встречаются прослои типичных турбидитов толщиной 1–5 см. В углеродистых известняках широко распространены подводнооползневые текстуры и подводнооползневые брекчии. Причем последние разделяют пачки слоев, наклоненные в современной структуре под разными углами. Это позволяет утверждать, что накопление углеродистых известняков происходило на склоне. Судя по соотношению углов падения слоев ниже и выше оползневых брекчий,

склон был обращен на юг (в современных координатах). Текстуры осадков, присутствие остатков свободноплавающих организмов (медузы) говорят об относительно мелководных условиях формирования углеродистых известняков (не менее первых сотен метров). Их оползание, видимо, провоцировалось обрушением мелководных осадков в виде олистолитов. Оползни формировались, по всей вероятности, гравитационные покровы мощностью в первые сотни метров, многие из которых в основании брекчированы, слагающие их породы осветлены, а во фронтальной части сопровождаются подводно-оползневыми брекчиями, состоящими из обломков как мелководных калькаренитов, так и вмещающих углеродистых тонкослойчатых известняков. Типичным примером являются брекчии, обнажающиеся вблизи устья лога Кутень-Булак. Они состоят из обломков и глыб размером от 1 см до 10 м. Одни из них имеют округлую форму, другие – угловато-плитчатую. Плитчатые обломки ориентированы и фиксируют оползание с севера на юг, юго-запад (в современных координатах). Наиболее крупные глыбы представлены слабо фосфатоносным зернистым доломитом. Вокруг глыб наблюдается шлейф более мелких фрагментов того же состава. Матрикс брекчий состоит или из оползших слоев тонкослойчатых углеродистых известняков или из однородных мелкозернистых калькаренитов. Возможно, брекчии формировались не только за счет разрушения фронтальной части оползня мелководных осадков, но и в результате отжима иловых вод и газов из углеродистых известняков. В пользу этого свидетельствуют кластические дайки, проникающие клиньями в крупные глыбы.

Можно заключить, что рассматриваемый комплекс пород представляет собой относительно мелководную фацию вендско-нижнекембрийских отложений и фиксирует оползневой склон и подножие уступа или эскарпа, обращенного в современных координатах на юг, юго-запад и возникшего, по всей вероятности, в результате дробления и ступенчатого погружения верхнерифейской мелководной карбонатной платформы.

*Нижний-средний кембрий* в Мартюхинской пластине представлен тремя пачками пород:

1. Углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые сланцы, пепловые известняки и туффиты. Основание пачки лучше всего обнажено в левом борту лога Кутень-Булак. Здесь с небольшим угловым несогласием на вышеописанных углеродистых известняках, запечатывая гравитационные покровы венда-нижнего кембрия залегают подводно-оползневые брекчии (мощность брекчий 60–70 м), состоящие из обломков карбонатных и кремнистых пород. Часть обломков попала в осадок в неполностью консолидированном состоянии. В частности, имеются пластовые оттор-

женцы нижележащих углеродистых известняков. Между слоями отторженцев внедряется матрикс и породы приобретают причудливую перистую текстуру. В верхних 10 м разреза постепенно исчезают обломки и появляются элементы слоистости. Далее следует горизонт черных кремней, частично взломанный и переходящий по простиранию в брекчию.

2. Ленточное чередование табачно-зеленых мелкозернистых туффитов, углеродисто-глинистых, углеродисто-кремнистых сланцев и спонгиозных фтанитов, серых микритовых и пелеттовых известняков (слои толщиной 1–5 см). Спорадически встречаются более мощные слои (до 0,5 м) черных микритовых известняков, включающих обрывки размытых в неконсолидированном состоянии углеродисто-кремнистых осадков с радиолариями и микрофоссилиями. Возраст этой ассоциации пород несомненно кембрийский. Судя по присутствию спикул губок, не древнее атдабанского века. Если судить по появлению в осадках пирокластического материала, то севернее, в Потехинской пластине, примесь пирокластиков впервые появляется в карбонатах обручевского горизонта (тойонский ярус ленского подъяруса кембрия). Мощность пачки 2 в окрестностях лога Кутень-Булак – 100 м, восточнее около месторождения Толчея – 150–200 м.

3. Ленточнослоистые известняки, пеплистые известняки, мелоподобные баритоносные доломиты и фтаниты. В нижней части пачки наблюдается тонкое переслаивание (1–2 см) микритовых кремнистых известняков и спонгиозных фтанитов, содержащих отдельные ритмично построенные пакеты слоев пепельно-серых мелоподобных калькаренинов и кальцилютитов, представляющих собой осадки турбидных потоков. На месторождения Толчея основание одного из таких ритмов образовано переотложенным раковинным детритом (обломки трилобитов, гастропод, брахиопод, хиолитов). Видимо, в этих же отложениях [1] обнаружены остатки трилобитов среднекембрийского возраста. Среди карбонатных турбидитов встречены горизонты метасоматических кремней, сохранивших реликты первичной органогенно-обломочной структуры карбонатных пород (окремнелые остатки гастропод и трилобитов). Барит, как и кремнезем, метасоматически замещает мелоподобные доломиты, а также спонгиозные фтаниты. Стратиформные залежи барита, ассоциирующиеся с кремнеземом, видимо, имеют гидротермально-метасоматическое происхождение. Обстановка их формирования сходна с установленной на месторождении Мегген в Германии [19].

Выше залегают темно-серые и черные ленточно-слоистые известняки (мощность прослоев 3–10 см). Каждый прослой обладает градиционной сортировкой материала, однако в отличие от типичных турбидных осадков, здесь отсутствуют признаки размывов в основании градированных

серий. Выдержанная горизонтальная слоистость, прослой типичных карбонатных турбидитов, обилие кремнистых пород заставляет предполагать, что накопление осадков пачки 3 происходило в относительно глубоководных условиях (первые сотни метров). Мощность отложений около 50–60 м. Суммарная мощность отложений нижнего-среднего кембрия в Мартюхинской пластине – 200–300 м.

*Верхняя часть среднего кембрия* залегает несогласно на всех подстилающих породах и сохранилась лишь в ядрах наиболее погруженных синклиналей вблизи контакта с вышележащими тектоническими пластинами (рис. 1). Среди этих образований преобладают тефротурбидиты кисло-среднего состава. Они включают олистолиты и рассеянные обломки карбонатных пород, базальтов и андезитов-базальтов. По всей вероятности, эти отложения фиксируют этап скупивания и покровообразования.

Таким образом, Мартюхинская пластина представляет собой фрагмент позднерифейской карбонатной платформы, которая в венде испытала дробление и погружение, очевидно неравномерное с образованием тектонических уступов. В результате в венде-раннем кембрии рассматриваемая территория представляла собой подножие тектонического эскарпа с интенсивно проявленными оползневыми процессами, происходящими на фоне общего погружения. В конце раннего-начале среднего кембрия сохранялась тенденция к погружению. Возможно, в это же время активизировались движения по разломам, ограничивающим эскарп. Об этом свидетельствует интенсивная гидротермальная деятельность с привнесением кремнезема и бария.

**Тектоническая пластина г. Полтинка.** Эта структура в пределах рассматриваемой территории (рис. 1, 2) образует антиклиналь и смежную с ней синклиналь, осложненные разломами и более мелкими складками. Наблюдающийся разрез карбонатных отложений имеет двучленное строение.

Предположительно *верхнерифейские отложения* слагают ядро антиклинали и представлены серыми и темно-серыми, частично доломитизированными калькаренинами и кальцилютитамми, среди которых в верхах разреза распространены онколитовые разности и известняки с циано-бактериальными пленками. Породы по литологическим признакам близки карбонатным породам Мартюхинской пластины, охарактеризованным строматолитами позднего рифея. Видимая мощность этой части разреза 500 м.

Предположительно *нижне-среднекембрийские отложения* по составу и последовательности близки к распространенным в Мартюхинской пластине, однако представлены более мелководными фациями и имеют меньшую мощность. Как и в Мартюхинской пластине среди них обособляется три пачки пород:

1. Подводно-оползневые карбонатные брекчии, состоящие из обломков подстилающих калькаренинов и онколитовых калькаренинов, а также туффитов и известняковистых туффитов грязно-зеленого цвета. Мощность 3–4 м.

2. Тонкослоистые фтаниты с пропластками серых кремнистых известняков, кремнеобломочных пород и грязно-зеленых мелкозернистых туффитов. В верхней части наблюдается тонкое чередование тонкозернистых туффитов, пеплистых кальцилутитов и калькаренинов. Общая мощность 120–150 м.

3. Ленточно-слоистые известняки (2–7 см, редко 15 см) и пеплистые известняки с желваками кремней, близкие баритоносным известнякам нижней части среднего кембрия (Мартюхинская пластина). Преобладают калькаренины и кальцилутиты, в которых на поверхностях напластования видны следы ряби течения, мелкая косая слойчатость, следы взмучивания неконсолидированного осадка. Для пеплистых калькаренинов также характерна мелкая потоковая слойчатость течений. На южном склоне г. Полтинка среди калькаренинов встречен водорослевый биостром мощностью 10–20 см.

По всей вероятности, рассматриваемая пластина является фрагментом позднерифейской карбонатной платформы, не испытавшей погружение в венде-раннем кембрии. Возможно, он в это время подвергался разрушению и служил источником оползневых тел в Мартюхинской пластине. Лишь в конце раннего-среднего кембрия этот участок испытал небольшое погружение и здесь начали формироваться мелководные осадки с примесью пеплового материала. Однако и в это время он сохраняли свое относительно приподнятое положение.

**Богградская тектоническая пластина.** Эта структура изучена фрагментарно из-за плохой обнаженности и широкого развития гранитов. Она представляет собой наклоненную к северу, северо-востоку моноклиналь (рис. 1, 3). В основании пластины обнажаются доломитизированные калькаренины, близкие к описанным в разрезах верхнего рифея. Выше следуют отчетливо слоистые, часто косослоистые голубовато-серые калькаренины, онколитовые калькаренины, водорослевые известняки с фенестровой<sup>1</sup> структурой, аналогичные развитым в составе олистоплак в верхней части разреза углеродистых известняков в Мартюхинской пластине, а также слагающим

<sup>1</sup> Фенестровая структура свойственна карбонатным породам, являющимся осадками бактериально-водорослевых матов. Характерна пористая, кавернозная текстура. Поры и пустоты (фенестры) имеют неправильную (1–2 × 3–5 мм) форму, вытянуты цепочками и создают подобие горизонтальной и неправильно волнистой слоистости. Поры заполнены корочками и кристаллизациями радиально-лучистого карбоната.

большую часть более северной Обладжанской пластины. Как будет показано далее, они скорее всего имеют вендско-томмотский возраст. Выше следуют черные тонкослоистые углеродистые известняки, по литологическим признакам аналогичные V-Є<sub>1</sub> известнякам Мартюхинской пластины (мартюхинская свита). Однако здесь они, возможно, судя по составу олистолитов, имеют более молодой возраст и вряд ли включают отложения, древнее низов нижнего кембрия.

Разнофациальные и разновозрастные карбонатные отложения Богградской пластины резко несогласно перекрыты вулканогенно-осадочными отложениями верхов нижнего кембрия и среднего кембрия. Среди них выделяется три ассоциации пород (снизу вверх): близких к описанным в Мартюхинской пластине.

1. Ассоциация туффитов кремнистых и пеплистых известняков и фтанитов наиболее полно представлена северо-восточнее деревни Белелек. В ее нижней части преобладают средне- и крупнозернистые тефроиды средне-кислого состава, туфопесчаники и туфогравеллиты. Они обладают текстурами осадков зерновых потоков и высокоплотных турбидитов. Тефогенно-осадочные породы прорваны субвулканическими телами андезитового состава, близкими по составу к обломочному материалу тефроидов. Вверх по разрезу и по простиранию на запад-юго-запад грубость пирокластического материала уменьшается и начинают преобладать тонкозернистые глинистые туффиты, заключающие горизонт фтанитов. Видимо, северная часть Богградской пластины располагалась вблизи центра вулканической активности, поставившего в бассейн осадконакопления пирокластический материал, разносившийся далее непротяженными турбидными потоками, течениями, а также осаждавшийся через толщу воды во время пеплопадов. Мощность этой части разреза в Богградской пластине больше, чем в окрестностях г. Полтинка и достигает 600 м. Выше с постепенным переходом залегает ассоциация ленточнослоистых известняков и пеплистых известняков. По текстурным особенностям и составу они аналогичны мелководным ленточнослоистым известнякам в пластине г. Полтинка. Вверх по разрезу ленточнослоистые известняки с размывом перекрываются олистостромовой толщей, представленной разнозернистыми туфогенными песчаниками с включениями глыб разнообразных карбонатных пород, иногда вулканитов среднего состава. Их накопление связано с формированием покровной структуры.

Таким образом, Богградская пластина сложена фрагментом позднерифейской карбонатной платформы, испытавшим более кратковременное погружение, чем фрагмент, слагающий Мартюхинскую пластину. Как и пластина г. Полтинки, эта

территория в венде-начале кембрия могла быть источником оползней и обвалов, захороненных среди углеродистых известняков в Мартюхинской пластине. В Богградской пластине среди углеродистых известняков, накопившихся в раннем кембрии, оползневые процессы проявлены слабее. Лишь на крайнем севере встречена пластина голубовато-серых мелководных калькаренинов, по-видимому, оползневого происхождения, залегающая на тонкослоистых углеродистых известняках, частично смятых в оползневые складки, частично превращенных в подводно-оползневые брекчии.

**Обладжанская тектоническая пластина.** Обладжанская пластина протягивается от гор Белелек, Бол. и Мал. Обладжан (юго-запад) до гор Кучеистиха и Макариха (северо-восток). На севере и северо-западе она погружается под Потехинскую тектоническую пластину и появляется на поверхности снова севернее г. Темир-Таг благодаря взбросу, ограничивающему Потехинскую пластину с севера (рис. 1, 3). Обладжанская пластина состоит из пакета чешуй, полого погружающихся на север и северо-восток. Две нижние из них по строению слагающих пород аналогичны Мартюхинской пластине. Здесь на доломитизированных калькаренитах верхнерифейского облика залегают тонкослоистые углеродистые известняки, смятые в оползневые складки. Затем следует гравитационный покров серых, голубовато-серых доломитизированных калькаренинов и фенестровых доломитов с горизонтом черных кремней. Эти доломиты аналогичны развитым в более верхних чешуях Обладжанской пластины. Во фронтальной части гравитационный покров сопровождается подводно-оползневыми брекчиями, в основании которых среди углеродистых известняков матрикса наблюдаются обрывки пластов мощностью 0.1–10 м, плохо оформленные комки доломитовых калькаренинов и окремнелых доломитов, попавших в осадок в неполностью консолидированном состоянии. Некоторые глыбы содержат в краевой части плоские обломки вмещающих известняков. Наблюдаются текстуры перемешивания в неконсолидированном состоянии калькаренинов и вмещающих известняков. Это говорит о близком возрасте вмещающих углеродистых известняков и доломитизированных калькаренинов, водорослевых доломитов из гравитационного покрова. Верх по разрезу углеродистые известняки с отторженцами сменяются подводнооползневыми брекчиями, достигающими мощности 250 м. Матриksom служит серый бесструктурный калькаренинит, в котором плавают обломки таких же калькаренинов, углеродистых известняков и черных кремней размером до 10–15 см. На брекчиях залегают гравитационный покров доломитовых калькаренинов мощностью 500–700 м, запечатывающийся известковистыми

туффидами, пеплистыми кальцилютитам и карбонатными турбидитами (верхи нижнего-среднего кембрия) и олистостромами (средний кембрий).

Основание разреза верхних чешуй Обладжанской пластины также сложено мощными подводно-оползневыми брекчиями. Они обнажаются на южном склоне г. Кучеистиха. На крайнем юго-западе (западнее дер. Давыдково) брекчии отсутствуют, однако нижележащие тонкослоистые углеродистые известняки из-за давления вышележащего покрова деформировались в неконсолидированном состоянии и приобрели комковатую конгломератовидную текстуру [14]. Структурно выше подводно-оползневых брекчий залегают мощный (1500–2000 м) комплекс мелководных, богатых органическими остатками карбонатных отложений венда?-нижнего кембрия (включая обрусевский горизонт), а местами и нижней части среднего кембрия. Можно полагать, что нижняя часть этого комплекса, присутствующая в виде слабо оформленных комков и пластовых отторженцев в оползневых брекчиях, близка по возрасту углеродистым известнякам и представляет собой гравитационный покров. Среди пород, залегающих в районе г. Кучеистиха структурно выше подводно-оползневых брекчий наблюдается следующая последовательность пород (снизу вверх):

1. Зеленокаменноизмененные субщелочные базальты и конгломераты пляжного типа с хорошо окатанной галькой базальтов, риолитов и известняков. Эти породы почти не прослеживаются по латерали, так как срезаются нижней поверхностью гравитационного покрова.

2. Светло-серые, голубовато-серые доломитизированные и окремнелые калькаренины, близкие по составу олистоплакам и гравитационным покровами среди углеродистых известняков Мартюхинской и нижних чешуй Обладжанской пластины. Для калькаренинов характерна волнистая слоистость, трещины усыхания. Распространены разности с фенестровой текстурой, содержащие повышенное количество  $P_2O_5$ . Текстурные особенности осадков говорят об их накоплении на мелководье в приливно-отливной зоне. Замещение по латерали верхней части ассоциации биогермными известняками с остатками кембрийских водорослей типа Eriphyton (определения Т.А. Саютиной), повышенная фосфатонность этих отложений, свойственная в Алтае-Саянской области осадкам томмотского возраста [7], а также согласное залегание на них органогенных известняков базайхского горизонта атдабанского яруса позволяет относить верхнюю часть этой пачки к нижнему кембрию. Нижнюю часть калькаренинов мы условно датируем вендом-ранним кембрием. Этот возраст наиболее вероятен для верхних чешуй Обладжанской пластины, где калькаренины трансгрессивно залегают на базальтах и их

мощность не превышает 350–400 м. В нижних чешуях неполная мощность калькаренитов достигает 1000 м и преобладают интенсивно доломитизированные разности пород, литологически близкие наблюдающимся в основании Мартюхинской пластины, не исключен позднерифейский возраст низов пачки калькаренитов.

3. Археоциато-водорослевые биогермные известняки и биокластовые известняки. Развиты биогермы и биостромы мощностью 0,3–35 м, протяженностью от первых метров до нескольких сотен метров. Пространство между биогермами по вертикали и латерали заполнено калькаренитами и органогенно-обломочными известняками, обладающими горизонтальнослоистой и косослоистой текстурой. Из-за того, что биогермы формировали неровности рельефа, для ассоциации характерны текстуры прилегания, облекания, следы оползания и обрушения водорослевых построек. Среди отложений этого уровня прослеживается горизонт полимиктовых конгломератов, состоящих из галек кремнистых пород, кварца и, иногда, риолитов. В верхах разреза этой ассоциации (обручевский горизонт) в осадках появляется примесь пеплового материала, придающего породам буроватую, грязно-зеленую окраску. Возраст всего комплекса пород, богато охарактеризованного органическими остатками [5, 6, 9], изменяется по латерали. Так, на линии горы Кучейстиха–горы Макариха их накопление происходило с базаихского времени до обручевского. В то время как западнее, в окрестностях гор Большой и Малый Обладжан, возрастной объем органогенных известняков сокращается и ограничивается лишь санаштыкгольским веком, а базаихский надгоризонт, видимо, замещается онкоидными и онкоидно-интракластовыми калькаренистами. Фациальные переходы между слоями 2 и 3 описаны нами ранее [14].

4. Органогенно-обломочные известняки с про- слоями пеплистых кальцилютитов, фтанитов и подводно-оползневых брекчий, содержащих остатки трилобитов и беззамковых брахиопод среднего кембрия [13]. Эта ассоциация пород в Обладжанской пластине распространена лишь в окрестностях горы Сладкие корни. В 2–3 км севернее (пос. Карасук) и в 15 км на запад-юго-запад по простиранию (севернее пос. Пушное) этот возрастной интервал представлен, как и на остальной части описанной территории, чередованием пеплистых, часто ленточнослоистых, известняков и туффитов, содержащих трилобиты амгинского возраста [1].

Таким образом, верхняя чешуя Обладжанской пластины сложена мощным комплексом карбонатных отложений, первоначально накапливавшихся на базальтовом цоколе. В дальнейшем поро- ды были частично сорваны со своего базальтового

основания и отлагались в обстановке компенсированного погружения. Поскольку верхняя чешуя Обладжанской пластины представляет собой конседиментационный гравитационный покров, то можно полагать, что непрерывное погружение этого блока обеспечивалось благодаря медленному продвижению гравитационного покрова по па- леосклону с севера на юг или с северо-запада на юго-восток (в современных координатах). При этом он постепенно перекрывал более глубоководные углеродистые известняки венда-нижнего кембрия. Фронтальные части покрова, видимо, обнажаются в нижних чешуях Обладжанской пластины.

**Давыдковская тектоническая пластина.** Давыдковская пластина имеет относительно небольшие размеры и залегает внутри комплекса олисто- стром структурно выше Обладжанской пластины (рис. 1, 2, 4). Она протягивается от крутой излучи- ны р. Бол. Ерба до ручья Черный Карасук (запад- нее дер. Давыдково). Пластина смята в складки (рис. 4), согласные с ее простиранием и сложена комплексом отложений, относимым нами к вер- хам нижнего кембрия-первой половине среднего кембрия. Породы пластины представлены отно- сительно глубоководной фацией, сходной с опи- санной в составе Мартюхинской пластины. Осно- вание пластины разрушено и слагающие ее поро- ды в виде олистолитов и олистоплак присутствуют во вмещающих олитостромах.

**Потехинская тектоническая пластина.** Поте- хинская пластина залегает структурно выше Да- выдковской и Обладжанской, отделяясь от них повсеместно развитым горизонтом олисто- стром (рис. 1, 2, 3). Внутри Потехинской пластины име- ется ряд тектонических чешуй, в которых повто- ряются фациально сходные типы отложений. Это говорит о расчленивании некогда единой пласти- ны и незначительном перемещении фрагментов друг относительно друга. В пределах Потехин- ского пакета чешуй существует следующая по- следовательность пород (снизу вверх):

1. Зеленокаменноизмененные субщелочные ба- зальты лощенковской свиты [16]. Их видимая мощность изменяется от первых метров до 500 м из-за срезания в основании тектонических пластин и чешуй.

2. Доломитизированные калькарениты и каль- цилютиты. По текстурным особенностям и усло- виям образования они близки к пачке 2 Облад- жанской тектонической пластины, однако здесь среди онколитовых калькаренитов встречено не- сколько линз органогенно-обломочных известня- ков остатками кембрийских водорослей *Eriphyton* и *Proauloroga* (определения Т.А. Саютиной). По-видимому, эта ассоциация в пределах Поте- хинской пластины не содержит отложений древ- нее раннего кембрия. Мощность 200–300 м.

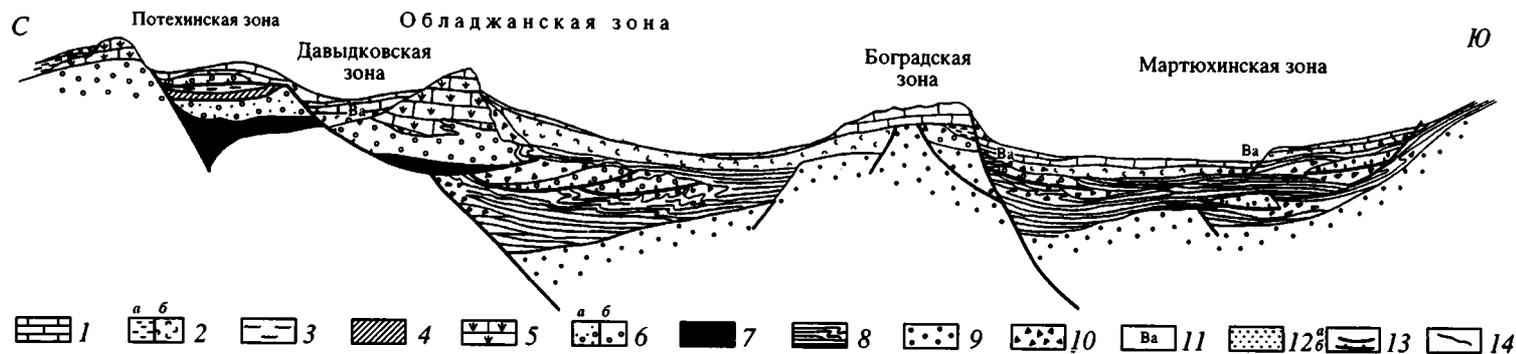


Рис. 4. Схема предполагаемого строения Батеневского кряжа в конце раннего-начале среднего кембрия.

1 – Ленточнослоистые известняки с повышенным содержанием бария  $\mathcal{E}_2^1$ ; 2 – туффиты, пеплистые известняки, углеродисто-кремнистые сланцы (а), то же самое в мелководных фациях (б, только на рис. 4)  $\mathcal{E}_2^1$ ; 3 – пеплистые известняки комковатой, конгломератовидной и брекчиевой текстуры  $\mathcal{E}_1^2$ ; 4 – углеродистые известняки  $\mathcal{E}_1^2$ ; 5 – известняки рифогенные и биокластовые  $\mathcal{E}_1^1$ ; 6 – доломитизированные калькарениты и кальцилютиты с прослоями онколитовых и фенестровых разностей (а), с прослоями органогеннообломочных разностей (б)  $V-\mathcal{E}_1^1$ ; 7 – базальты; 8 – тонкослоистые углеродистые известняки и доломиты  $V-\mathcal{E}_1$ ; 9 – доломитизированные калькарениты и кальцилютины  $R_3$ ; 10 – подводно-оползневые карбонатные брекчии; 11 – баритовая минерализация; 12 – туффиты, туфопесчаники, олистостромы  $\mathcal{E}_2^2$ ; 13 – границы тектонических чешуй (а) и пластин (б); 14 – сбросы и взбросы.

3. Углеродистые известняки с горизонтальной слоистостью, обусловленной обогащением отдельных слоев глинистым материалом. Известняки содержат остатки беззамковых брахиопод санаштыкгольского горизонта ( $\epsilon_1^2$ ) (определения Г.Т. Ушатинской). По-видимому, эти осадки характеризуют затишные условия лагун с ограниченной циркуляцией, некогда разделявших биогермные постройки. Мощность 40 м.

4. Буровато-серые, желтовато-серые калькаренины, кальцилютиты, пеплистые кальцилютиты и мергели (боградская свита Н.М. Задорожной). Слои мощностью 1–20 см различаются содержанием глинизированного пеплового материала. В верхней части пачки целостность слоев нарушена подводно-оползновыми процессами, в результате чего породы имеют комковатую, четко-видную, конгломератовидную и брекчвидную текстуры, которые подчеркиваются благодаря более поздним диагенетическим преобразованиям пород. Их возникновение можно объяснить деформацией, течением и раздавливанием неконсолидированного осадка под давлением нагрузки, так как в верхах разреза эти породы содержат включения глыб размером в несколько сот метров, представленных более мелководными доломитовыми калькаренинами, аналогичными пачке 2.

Карбонатные отложения пачки 4 содержат в нижней части остатки беззамковых брахиопод обручевского горизонта ( $\epsilon_1^2$ ) (определения Г.Т. Ушатинской). Мощность пачки 150–170 м.

Таким образом, Потехинская тектоническая пластина, сложенная базальтами, а также мелководными карбонатными породами, по всей вероятности, представляет собой фрагмент приподнятой области мелководной седиментации с пассивной гидродинамикой, возникшей в раннем кембрии на вулканическом базальтовом поднятии. В санаштыкгольское время эта зона представляла собой стагнированную лагуну. В обручевское время, одновременно с проявлениями вулканической деятельности, начались процессы гравитационного оползания, возможно, из-за оживления движений по разломам, сопровождавшихся формированием уступов и эскарпов.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фациальная изменчивость отложений тектонических пластин Батеневского кряжа отражает первичную структурную неоднородность территории, ее блоковое строение. В позднем рифее накапливался относительно однородный комплекс мелководных карбонатно-обломочных отложений. Не ясны соотношения этих образований с базальтами лощенковской свиты. Не исклю-

чено, что последние слагали цоколь позднерифейской карбонатной платформы. Постепенное длительное погружение базальтового поднятия привело к трансгрессивному перекрытию его в краевых частях отложениями позднего рифея, а в сводовой части – вендско-раннекембрийскими (Обладжанская пластина) и раннекембрийскими (Потехинская пластина) осадками. Не менее вероятным представляется одновозрастность базальтов и карбонатных пород позднего рифея-венда. В пользу этого говорит присутствие в известняках биджинской ( $R_3$ ) и мартухинской ( $V-\epsilon_1$ ) свит аксессуарного пироксена и оливина (фондовые данные Н.М. Задорожной), а также данные о фациальном замещении карбонатных пород базальтами в нижних частях разреза севернее и северо-западнее Батеневского кряжа (фондовые данные Р.Т. Богнимбовой, С.М. Либерман и др.). При этом наряду с базальтовым вулканизмом, имели место эксплозии кремнекислого состава. Об этом свидетельствует появление галек риолитов в составе базальных конгломератов в основании вендско-раннекембрийских калькаренинов, а также горизонт конгломератов с галькой риолитов, прослеживающийся на уровне базальтового горизонта в Обладжанской пластине. Обе высказанные точки зрения подтверждаются геофизическими материалами, а данные о существовании под покровом позднерифейских калькаренинов отложений гранитизированного докембрия отсутствуют. В конце рифея-венде Батеневское вулканическое базальтовое поднятие, окруженное карбонатным мелководным шельфом, испытало дробление, возможно, сопровождавшееся новыми излияниями базальтов. По всей вероятности, дробление было вызвано усилившимися процессами растяжения и формирования системы литрических сбросов, повсеместно проявившимися на территории Центральной Азии в связи со структурной перестройкой Палеоазиатского океана [8, 15]. В дальнейшем часть блоков Батеневского поднятия сохраняла приподнятое положение и характеризовалась мелководной обстановкой накопления карбонатно-обломочных фосфатоносных отложений и затем археоциато-водорослевых биогермов. Другие блоки испытали неравномерное погружение. Во вновь образованных депрессиях накапливались относительно мелководные углеродистые известняки. Чередование в современной структуре тектонических пластин, сложенных то мелководными, то мелководными отложениями, говорит о былом ступенчатом клавишном строении Батеневского поднятия (рис. 4). Северо-западные борта депрессий (в современных координатах), видимо, были ограничены крутыми эскарпами, являющимися поверхностным выражением литрических сбросов. Эскарпированность вызывала интенсивные оползневые процессы и формирование гравитационных

покровов, оползней неконсолидированных и полуконсолидированных осадков, подводнооползневых брекчий. На юго-восточных флангах такие процессы выражены слабее и здесь можно предполагать более пологие склоны. Клавишный стиль строения характерен для многих современных внутриокеанических карбонатных платформ [21, 23], реконструирован для ряда карбонатных платформ в палеоокеане Тетис [17, 18, 20], а также типичен для современных и древних рифтогенных пассивных окраин [12, 21–24]. Максимальная глубина депрессий, если судить по мощности отложений в верхней чешуе Обладжанской пластины, развивавшейся по типу постепенного продвижения гравитационного покрова вдоль листрического сброса в депрессию, достигала 1.5–2 км.

В конце раннего кембрия (в обручевское время) произошла структурная перестройка Батеневского поднятия, вероятно, из-за его сближения и последующего столкновения с Кузнецко-Алатауско-Западно-Саянской островодужной системой [8], что подтверждается обогащением осадков, начиная с обручевского времени, глинизированным пепловым материалом андезитового состава, а затем и проявлениями дифференцированного вулканизма среднего состава. В это же время усилились движения по разломам, формируя новые эскарпы [13], в том числе и на юго-восточных флангах депрессий, а также проявилась гидротермальная деятельность. Последняя стимулировала вспышку кремнеаккумуляции и формирование в депрессиях стратиформных залежей барита.

Общий структурный план Батеневского поднятия, сформированный в венде-начале раннего кембрия, сохраняется до конца амгинского века среднего кембрия. Лишь во второй половине среднего кембрия из-за процессов скупивания, обусловленных столкновением Батеневского поднятия с островной дугой, произошло окончательное разрушение первичной структурно-фациальной зональности внутриокеанической карбонатной платформы и формирование покровной структуры, сохранившейся до настоящего времени. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-8952).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богнибова Р.Т., Пегель Т.В., Шеглов А.П. Разрез пограничных отложений нижнего и среднего кембрия Батеневского кряжа и хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау) // Биостратиграфия и фауна пограничных отложений нижнего и среднего кембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 71–82.
2. Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского и кембрийского вулканизма в юго-восточной части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 32–54.
3. Еганов Е.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 228 с.
4. Задорожная Н.М. Раннекембрийские органогенные постройки восточной части Алтае-Саянской складчатой области // Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоэкологические проблемы). М.: Наука, 1974. С. 159–186.
5. Задорожная Н.М. О находке медузы в верхнем докембрии Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 2. С. 423–425.
6. Задорожная Н.М., Осадчая Д.В., Репина Л.Н. Новые данные о биостратиграфии нижнего кембрия окрестностей пос. Боград (Батеневский кряж) // Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. С. 119–132.
7. Лувсанданзан Б., Розанов А.Ю. О возрасте древних фосфоритов Азии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 1. С. 164–167.
8. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
9. Пак К.Л. Новые данные по стратиграфии верхнего докембрия и нижнего кембрия хр. Азыр-Тал и Батеневского кряжа (район пос. Боград // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири: стратиграфия и палеонтология. Новосибирск: Наука, 1986. С. 40–67.
10. Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия М.: Наука, 1966. 126 с.
11. Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хр. Чингиз, Центральный Казахстан) // Лит. и пол. ископ. 1994. № 3. С. 86–102.
12. Уилсон Л.Дж. Карбонатные фации в геологической истории М.: Недра, 1980. 462 с.
13. Ушатинская Г.Т., Хераскова Т.Н. Обстановки седиментации в раннем и среднем кембрии в окрестностях горы Сладкие корни // Лит. и пол. ископ. 1993. № 1. С. 81–90.
14. Хераскова Т.Н. Литология карбонатных отложений Батеневского кряжа // Лит. и пол. ископ. 1990. № 4. С. 54–70.
15. Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника. 1992. № 6. С. 18–36.
16. Ярошевич В.М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыр-Тал и бассейна реки Белый Июс (восточный склон Кузнецкого Алатау) // Новосибирск: Наука, 1962. 248 с.
17. Bally A.W., Beknouli D., Davis C.A., Montadert L. Listric normal faults // Oceanologica Acta. 1981. № Spubl. P. 87–101.
18. Clift P.D., Robertson A.N.F. Deep-water basins within the Mesozoic carbonate platform of Argolis, Greece // J. Geol. Soc. 1990. V. 147. Part 5. P. 825–836.

19. *Dvorak J.* Geological conditions of the origin of the Meggen-type deposits (Rheinisches Schiefergebirge Mts., FRG) // *Vesth. UUG.* 1987. V. 62. № 2. P. 77–82.
20. *Enos P.* Reefs, Platforms, and Basins of Middle Cretaceous in Northeast Mexico // *The Amer. Association of Petroleum Geologist Bulletin.* V. 58. P. 800–809.
21. *Freeman-Lynde R.P., Cita M.B., Jadoul F., Miller E.L., Ryan W.F.B.* Marine Geology of the Bahama escarpment // *Mar. Geol.* 1981. V. 44. P. 119–156.
22. *Holcombe T.L., Fisher C.G., Bowles F.A.* Gravity – Flow Deposits from the St. Croix Ridge: Depositional History Geo-Marine // *Letters.* 1989. № 9. P. 11–18.
23. *Schlager W., Austin J., Comet P., Droxler A., Eberli G. et al.* Apprôts du Leg 101 ODP (Ocean Drilling Program) à la connaissance des pentes et bassins bahamies // *C.r. Acad. Sci.* 1985. Ser. 2. 301. № 15. P. 1141–1143, 1145–1146. ISSN 0249-6305 FR.
24. *Trettin N.P., Mayr U., Long G.D.F., Pacrard J.J.* Cambrian to Early Devonian basin development, sedimentation and volcanism Arctic Islands // *Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland / Geological survey of Canada, Geology of Canada N3.* 1991. P. 165–133.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, А.Б. Дергунов

## Upper Riphean–Cambrian Carbonates of the Batenevskii Range (Kuznetsk Ala Tau): Implications for Past Tectonic and Sedimentation Environment

T. N. Kheraskova, E. V. Gavrilova

The nappe structure of the Batenevskii Range is conclusively established for the first time. In the final Riphean–Early Cambrian the range was an oceanic high with a horst–graben structure. Shallow marine phosphate-bearing calcarenites, organoclastic and archaeocyathan–algal limestones accumulated over its uplifted blocks, and carbonate turbidites and subaqueous slumping breccias were confined to the adjacent grabens. The initial horst–graben structure was broken during the compression and nappe formation in the second half of the Middle Cambrian caused by the collision between the Batenevskoe High and the West Sayan island arc.

УДК 551.242.2(265)

## СООТНОШЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНОЙ И ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

© 1996 г. Е. Н. Меланхолина

Геологический институт РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 9.III.1995

В работе обсуждается специфика структур северо-запада Тихого океана и ее проявление в глубинном строении, развитие спрединга и формирование коры абиссальных плит (котловин), их соотношение с поднятиями разного типа и вовлечение всего комплекса структур в процесс субдукции. На примере тектонотипов показаны значительная однородность абиссальных плит, нарастание деформаций сжатия в структурах краевых валов и особенно древних океанических поднятий (Шатского и др.). Утолщение коры в зонах сжатия связывается с ее расслаиванием и скучиванием, наиболее сильное в низах 3-го слоя, тогда как в зонах внутриплитного вулканизма – с повторной магматической активностью и преимущественным наращением 2-го слоя.

Определяются основные этапы формирования структур. Самое значительное структурообразование на северо-западе океана связывается с перестройками спрединга в титонское, олигоценное и особенно в среднемеловое время (в спокойную магнитную эпоху), отмеченное также мощной внутриплитного вулканизма. Рассматривается юрско-палеогеновое развитие структуры “магнитной бухты”, существовавшей в месте резкого изгиба спрединговой системы. Формирование океанических поднятий объясняется концентрацией напряжений сжатия во внутренней части “бухты” и скучиванием в новообразованной коре – верхах мантии. Результатом постоянного сжатия и создания внутренних неоднородностей явилось формирование на северо-западе Тихоокеанской плиты нарушенной мозаично построенной коры и интенсивно расслоенной высокоскоростной верхней мантии, необычной для океана.

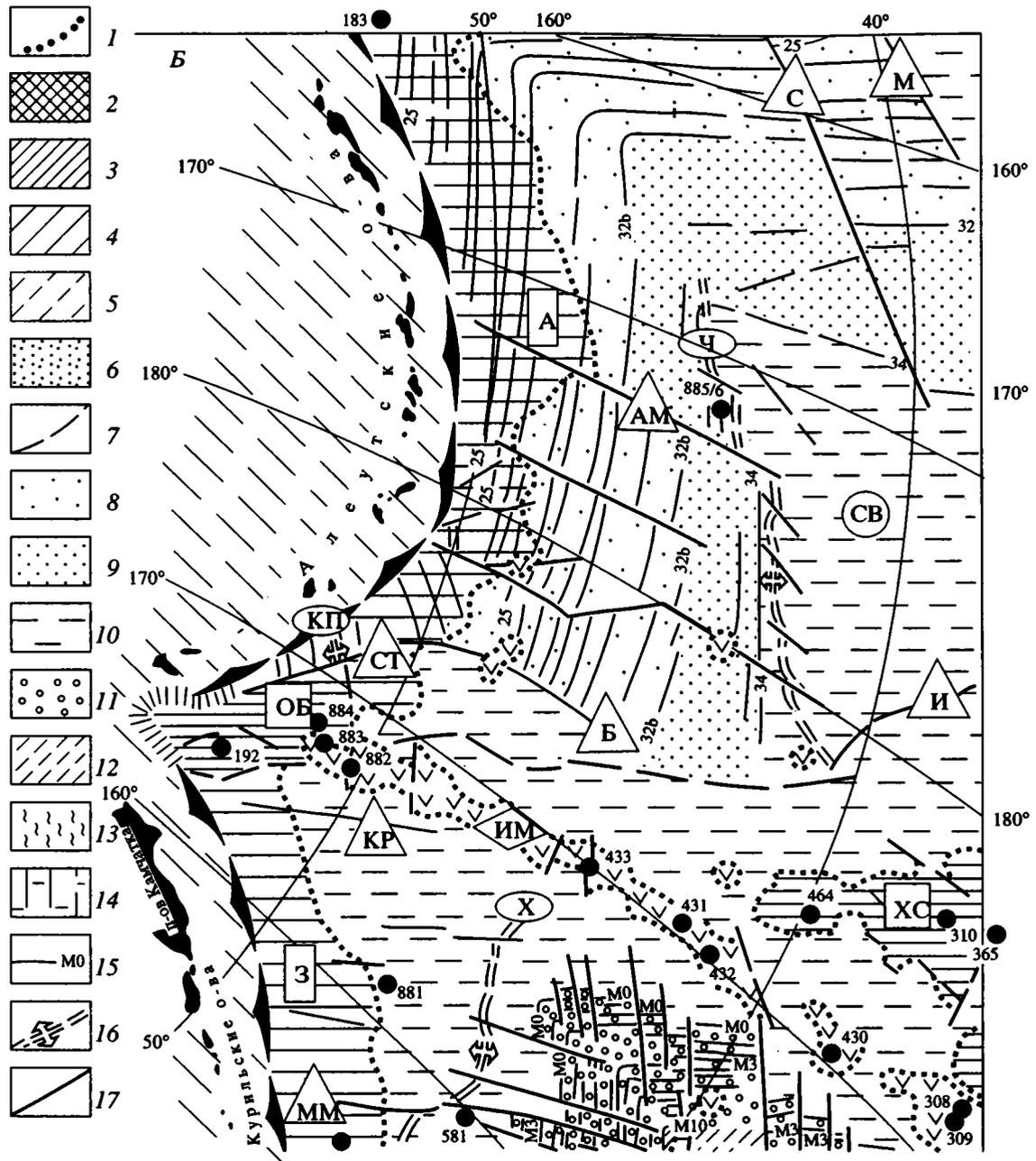
При изучении крупных океанических и палеоокеанических областей важнейшими задачами представляются реконструкция условий формирования тектонических элементов, выяснение соотношений их поверхностного и глубинного строения. Разработка названных задач оказывается весьма перспективной при исследованиях в северо-западной части Тихого океана. В недавнем обобщении по Тихому океану Ю.М. Пушаровским [17] была показана его значительная неоднородность, проявленная в разных масштабах и на различных глубинных уровнях; расслоенность литосферы, сложность развития внутриплитного вулканизма. Работа по составлению макета тихоокеанской части международной тектонической карты Азии позволяет нам дополнить и конкретизировать эти представления.

Анализ материалов карты, особенно новых данных бурения, драгирования, магнитометрии и сейсмопрофилирования МОВ ОГТ, показывает специфику разнотипных океанических структур и ее проявление в глубинном строении, соотношения структур во времени и пространстве, а также основные этапы тектонических перестроек в северной части Тихоокеанской плиты. Цели статьи ограничиваются этими структурными аспектами. Вопросы кинематики плит или формационного анализа в ней специально не рассматриваются, однако привлекаются при обсуждении истории развития региона.

### ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ТИХООКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

В современном тектоническом плане северо-запада Тихого океана представлен комплекс структур, формировавшихся от средней юры до кайнозоя. При тектоническом районировании ложа Тихого океана обнаруживаются неоднородности разного масштаба. Отчетливо обособляются внутриокеанические структуры первого порядка: Северо-Восточная область молодой и относительно гомогенной океанической коры и – после Императорского разлома – Северо-Западная мезозойская область более сложного строения. Их различия по данным сейсмической томографии и альтиметрии могут быть прослежены до значительных глубин в мантии [1, 53, и др.] (рис. 1А). При сравнении структуры коры в абиссальных участках двух областей различия практически не улавливаются [18]. Но в Северо-Западной области установлено развитие неоднородных деформаций в коре и наложенного внутриплитного магматизма, что определило появление здесь разнотипных океанических структур второго порядка (см. рис. 1Б). Они рассматриваются в статье на примере тектонотипов – эталонов, несущих основные черты данной группы структур и достаточно хорошо изученных.

Основную площадь на северо-западе Тихого океана занимают частные структуры абиссаль-



**Рис. 1.** Структура северо-запада Тихого океана: А – распределение сейсмических скоростей в мантии на глубине 150 км (по данным сейсмической томографии [1]); Б – тектоническая карта региона (по [5, 9, 34, 41, 47, 50, 51, и др.]

1 – граница Тихоокеанской плиты; 2–6 – сейсмические скорости в мантии: 2 – высокие, 3 – повышенные, 4 – средние, 5 – пониженные, 6 – низкие; 7 – границы участков разносторонней мантии; 8–14 – абиссальные плиты, возраст океанической коры и магнитные изохроны: 8 – маастрихт–нижний эоцен (32b–24), 9 – сантон–кампан (34–32b), 10 – аптурон (M0–34), 11 – готерив–баррем (M10–M0), 12 – титон–готерив (M21–M10), 13 – оксфорд–титон (M28–M21), 14 – бат–оксфорд (M38–M28 и древнее); 15–17 – следы палеоспрединга: 15 – магнитные изохроны и их номера, 16 – оставленные спрединговые центры, 17 – трансформные разломы; 18, 19 – зоны сжатия: 18 – древние океанические поднятия, 19 – краевые валы; 20 – зоны и локальные проявления внутриплитного вулканизма; 21, 22 – зоны: 21 – субдукция, 22 – коллизии; 23 – разломы; 24 – ограничения тектонических структур; 25 – скважины глубоководного бурения; 26 – структуры континентальной окраины; 27 – обозначения тектонических структур.

Буквами обозначены: в овалах – оставленные спрединговые центры: Ч – Чинук, КП – Кула-Пацифик, Х – Хоккайдо; в кружках – абиссальные плиты (котловины): СВ – Северо-Восточная (Грейт-Магнетик), СЗ – Северо-Западная, ВМ – Восточно-Марианская, П – Пигафетта, КТ – Картографов; в квадратах – древние океанические поднятия: ШТ – Шатского, ХС – Хесса, ОБ – Обручева, ОГ – Огасавара; в прямоугольниках – краевые валы: А – Алеутский, З – Зенкевича, Я – Японский, ИБ – Идзу-Бонинский; в ромбах – зоны внутриплитного вулканизма: ИМ – Императорская, МП – Мид-Пацифик; в треугольниках – крупные разломы: И – Императорский, М – Мендосино, С – Сервейер, СТ – Стейлмэйт, Б – Булдырь, АМ – Амлия, Ш – Шатского, К – Касима, Н – Нэкви, ММ – Мамуа, КР – Крузенштерна.

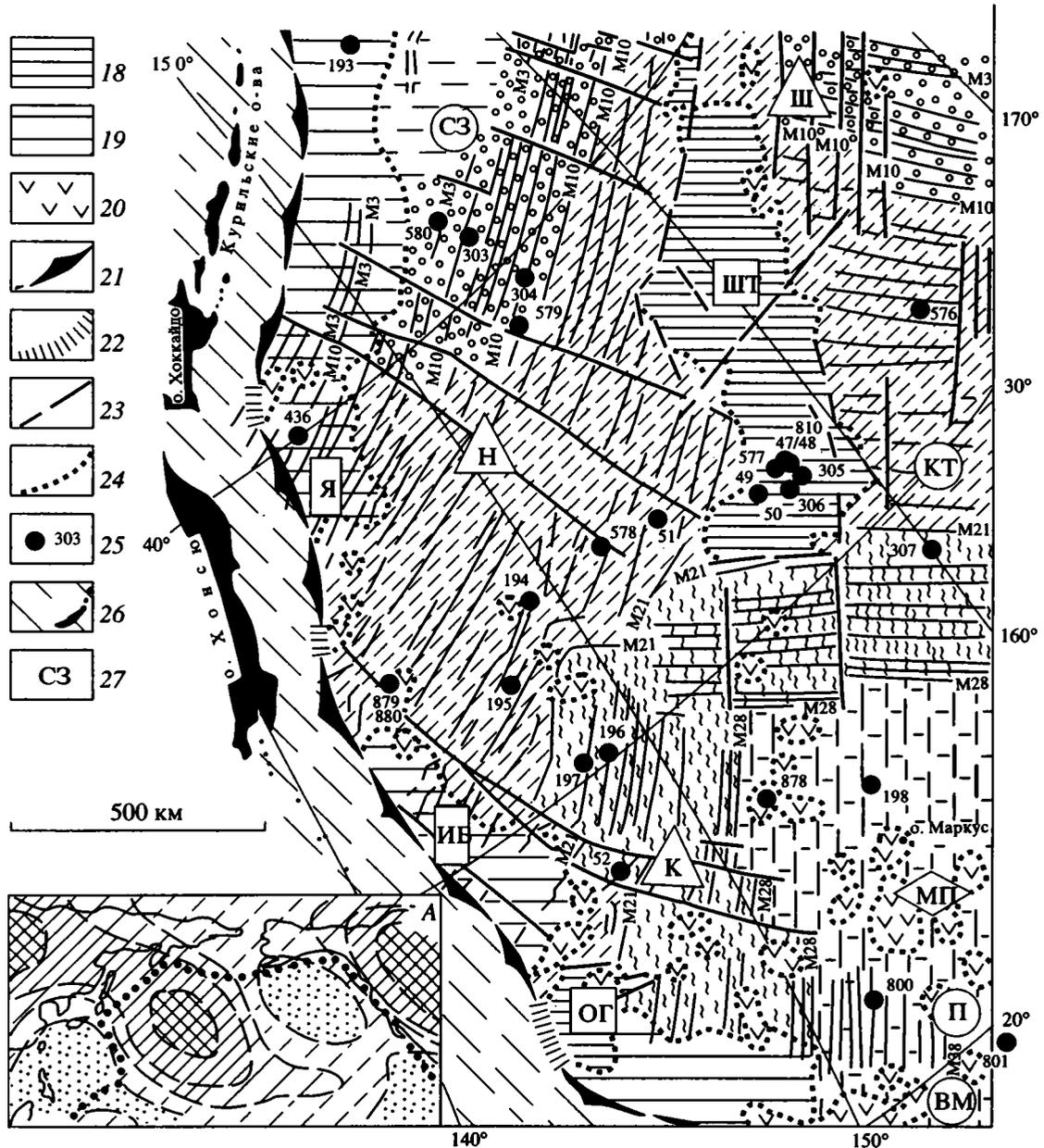


Рис. 1. Окончание.

ных плит (котловин) с нормальным разрезом океанической коры. Внутри них с разной степенью достоверности выявляются следы палеоспрединга: линейные магнитные аномалии и трансформные разломы, маркирующие наращение тихоокеанской коры, а также древние оставленные рифтовые зоны (такие, как трог Чинук). Абиссальные плиты представляют наиболее однородные структуры океанского ложа, хотя и не лишены внутренних нарушений и расслаивания коры. На их фоне выделяются участки интенсивных внутриплитных деформаций. Важный элемент структуры представляют зоны сжатия. Из них древние образуют океанические поднятия (Шат-

ского и другие), а молодые зоны – краевые валы (Зенкевича и др.). При формировании структур обоих типов, а также зон внутриплитного вулканизма (в частности, Императорской) происходит значительное наращение коры. В ограничении океана на всем протяжении известно расположение субдукционных зон Беньюфа, выходящих на поверхность в глубоководных желобах. При столкновении с “плавучими” структурами океанических поднятий и подводных гор эти зоны прерываются: исчезают морфологически выраженные глубоководные желоба, участки поверхностной сейсмичности и проявления современного вулканизма и создаются зоны коллизии.

## СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ОБЛАСТЬ

Северо-восток Тихого океана представляет абиссальную плиту (Северо-Восточную котловину), образованную на фланге спредингового хребта. Данные сейсмической томографии указывают на обычный для океана относительно низкоскоростной характер **верхней мантии**, с уменьшением скоростей в сторону Восточно-Тихоокеанского поднятия [1]. Мощность **земной коры** в пределах карты обычно составляет около 7 км [5], ее уменьшение до 5.7–5.3 км происходит на нарушенных участках вблизи разломных зон Мендосино и Сервейер, у Императорского разлома и между ним и разломом Нон-Сервейер. Возраст коры соответствует интервалу от начала позднего мела до эоцена [24]. Опробование 2-го слоя на разломе Мендосино (близ рамки карты) показало присутствие долеритов и базальтов состава абиссальных толеитов от N- до P-типа [13].

Спокойный характер гравитационного поля региона [9], однообразие рельефа дна со средней глубиной около 5.5 км [29], профилей НСП и картыны изопахит с преобладанием мощности осадков 0.1–0.2 км [40] характеризуют однородность глубинной и **поверхностной структуры**. Кайнозойские разрезы известковых, глинистых и диатомовых осадков (в скв. 885-886 и 183) в основном отвечают условиям спокойной океанической седиментации, происходившей с постепенным углублением дна. Во время от раннего эоцена до начала олигоцена пелагическая седиментация была прервана отложением обширной по площади и мощной (250 м) линзы турбидитов – конуса Зодиак (скв. 183) [34]. Рассмотрение геометрии осадочной линзы, изучение минералогии турбидитов, а также содержащейся в них пыльцы, характерной для высоких широт, и холоднолюбивой микрофлоры из подстилающих и перекрывающих карбонатных отложений выявляют аляскинский источник сноса материала.

Две группы магнитных аномалий, отвечающие развитию спрединговых центров Кула-Пацифик и Пацифик-Фараллон, образуют **“БУХТУ” ГРЕЙТ-МАГНЕТИК** (Большую *“магнитную бухту”*) [32, 41, 55] (см. рис. 1Б). След *“магнитной бухты”* имеет ориентировку СВ 35°. Соотношение картины магнитных аномалий с глубинной и поверхностной структурой остается неясным. Представляется, что с повышением сжатия во внутренней части *“бухты”* могут быть связаны достаточно высокие скорости в коре (по данным ГСЗ [5]). *“Магнитная бухта”* включает аномалии от 34 (кампан) до 25 (конец палеоэоцена) или 24-ой. Более молодые аномалии прослеживаются в северном направлении, не образуя изгиба. То есть перестройка спрединговой системы в этой части океана относится к раннему эоцену. С ней коррелируется начало турбидитонакопления на Алеутской равнине, где спрединговый хребет уже не служил препятствием для выноса терригенного материала в океан.

В обеих ветвях *“бухты”* Грейт-Магнетик структурная картина осложнена наличием поперечных трансформных разломов. Наиболее крупным в восточной ветви является разлом Мендосино (более 4000 км по протяженности). По нему амплитуда левобокowego смещения составляет для аномалии М0 на западе 350 км, тогда как для аномалии 32b – около 1100 км. Такое наращивание амплитуды в ходе трансформных перемещений характерно и для других разломов на востоке Тихого океана. В результате по ним происходит соприкосновение разновозрастных участков дна, различающихся по мощности и плотности(?) литосферы, чему соответствуют резкие перепады в гравитационном поле, рельефе дна и поверхности геоида [9, 29, 53]. В северной ветви *“бухты”* Грейт-Магнетик на разломах Рэт, Адак и Амлия амплитуда левобокowego смещения увеличивается к востоку, в сторону шарнирной части, от 30 до 240 км. Правые сдвиги Стейлмэйт и Булдырь обрывают с запада систему позднемеловых–кайнозойских магнитных аномалий. Обнаружение линейного трога с осевой аномалией 19 и симметричным расположением аномалий от 20 до 22-ой в узком клине у Алеутского желоба позволяет предполагать здесь сохранение фрагмента плиты Кула и брошенного спредингового центра Кула-Пацифик [39].

Важный элемент структуры представляет ТРОГ ЧИНУК, протянувшийся на расстояние более 1300 км [41, 49]. Характер симметричного сечения трога Чинук, параллельность его отрезков магнитным аномалиям северной ветви *“бухты”* и мелким формам рельефа дна, продолжение сюда ряда трансформных разломов и сегментация трога соответствуют представлению о его *спрединговой природе* [10, 46, 49, 56]. Образование здесь рифтовой долины относится к началу позднего мела, последующий небольшой разворот спрединга по часовой стрелке – к кампанскому времени.

Таким образом, **развитие спрединга** в северной ветви *“бухты”* Грейт-Магнетик может быть довольно уверенно прослежено с начала позднего мела, вероятно, до конца среднего эоцена, а в восточной ветви – вплоть до голоэоцена. Перестройка спрединга на этапе хрона 34 или раньше в обеих ветвях была значительной. На этапе хрона 24 перестройка проявилась на севере в переориентировке спрединга вблизи Алеутской дуги и в нарушении *“магнитной бухты”*. В восточной ветви в это время продолжался устойчивый спрединг, с продвижением спрединговой оси на север, с ее локальной переориентировкой на разломах Сервейер и Седна. На этапе хрона 19, когда на севере спрединг прекратился окончательно, развитие восточного спредингового центра продолжалось без ощутимых изменений.

Между современным Восточно-Тихоокеанским поднятием и более древней абиссальной плитой Северо-Восточной области существует, по-види-

тому, постепенный латеральный переход, с увеличением коровых и мантийных скоростей, некоторым возрастанием мощности коры и литосферы. Подобные преобразования глубинного строения можно предполагать и в ходе становления абиссальной плиты, происшедшего на фланге спредингового хребта. Изменение глубинной структуры с переходом от Северо-Восточной к еще более древней Северо-Западной области также не является резким. Но их современная граница маркируется крупным Императорским разломом.

**ИМПЕРАТОРСКИЙ РАЗЛОМ** (трог) протягивается в северо-западном направлении на расстояние не менее 2500 км. На всем протяжении по нему приведены в соприкосновение разнородные структуры коры [19, 27, 28, 56, 41] (см. рис. 1Б). При палеорекострукциях использовались представления то о спрединговой [41, 50, 56 и др.], то о трансформной [10, 32, 38] природе трога. Однако его косоое расположение по отношению как к магнитным аномалиям, так и к трансформам "бухты" Грейт-Магнетик наиболее соответствует реконструкциям постспрединговых *сдвиговых перемещений* [19, 28]. Совмещение здесь коры спокойной магнитной зоны с хронами 32b, 34 и трогом Чинук, скорее всего, может свидетельствовать о значительных (более 1000 км) правосдвиговых перемещениях на последнем этапе активности разлома, возможно, в позднем кайнозое. Землетрясение 1968 г. со взбросовым механизмом очага соответствует, вероятно, последующему воздыманию северо-восточного крыла разломной зоны с более молодой и легкой литосферой.

Суммарная амплитуда правосдвиговых смещений вдоль пограничных разломов Императорского – Стейлмэйт может превышать 1500 км. Это позволяет допускать значительно меньший масштаб северных перемещений Северо-Восточной области океана по сравнению с Северо-Западной и находится в хорошем соответствии с приведенными данными по скв. 183. Доказательства ее расположения в высоких широтах уже в начале эоцена ограничивают допустимую амплитуду постпалеоценового северного дрейфа этой части Тихоокеанской плиты относительно Аляски величиной около 500 км [34]. Мощное турбидитонакопление указывает на вероятное отсутствие ловушки материала в виде глубоководного желоба на востоке Алеутской системы вплоть до середины олигоцена. Более раннему становлению зоны субдукции на западе и раннему заложению желоба соответствует и слабая интенсивность кайнозойской седиментации в смежной части океана.

## СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ОБЛАСТЬ

Огромная площадь океана, выделенная под названием Северо-Западной котловины, построена весьма неоднородно, с сочетанием абиссальных плит и разделяющих их поднятий. Ее специ-

фической особенностью является значительное повышение сейсмических скоростей в верхах мантии и на границе М, установленное по результатам ГСЗ (местами до 8.6–9.0 км/с при средних значениях 8.25 км/с) [5, 6, 8, 21, 25, 36, и др.]. По данным сейсмической томографии существование высокоскоростной верхней мантии прослежено вплоть до глубин не менее 150 км [1] (см. рис. 1А). По скоростным параметрам эта часть мантии оказывается сравнимой с мантией континентальных платформ; граница высокоскоростной области мантии проходит в районе Императорской разломной зоны, а на более глубоких уровнях заметно смещается к западу.

Особенности **стратификации мантии** и природа нижнего ограничения Тихоокеанской плиты до сих пор остаются неясными, несмотря на постановку ряда специальных исследований. Наличие в мантии относительно низкоскоростного слоя было зафиксировано на профиле ГСЗ вблизи Японского желоба в интервале глубин от 80 до 120 км [21]. По результатам сейсмологических экспериментов глубина кровли низкоскоростного слоя к юго-востоку от о-ва Симушир оценена около 130 км [3], а южнее, в районе о-ва Маркус – около 150 км [11]. Еще южнее, в Восточно-Марианской котловине, на этих глубинах установлено чередование нескольких высоко- и низкоскоростных слоев [46]. В целом выявляется определенная латеральная изменчивость и локальная расслоенность верхов мантии, сопоставимая, вероятно, с установленной для Северной Евразии [44]. Но при рассмотрении общей структуры региона данные ГСЗ, сейсмологии и сейсмической томографии позволяют допускать достаточную однородность мантии до глубин не менее 150 км и значительно бóльшую толщину Тихоокеанской плиты, чем в имевшихся оценках. Ее высокая плотность, анизотропия мантийных скоростей и глубинная расслоенность могли быть созданы, по-видимому, в результате длительного действия сжатия внутри движущейся литосферной плиты и развития твердопластических деформаций. Постоянное напряженное состояние сжатия могло препятствовать частичному плавлению больших объемов мантии и образованию сплошного астеносферного слоя на этих глубинах. Существование же тонких механически ослабленных астенолинз, вероятно, способствовало образованию срывов и отмеченному расслаиванию мантийного материала.

**Мозаичное расчленение** Северо-Западной области, с обособлением частных структур поднятий и абиссальных плит, происходит, по-видимому, преимущественно **на коровом уровне** [12, 52]. Поэтому наиболее четкое выражение эти структуры (за исключением краевых валов) получают в гравитационных аномалиях в редукции Буге, отвечающих сравнительно малоглубинным неоднородностям среды.

Среди АБИССАЛЬНЫХ ПЛИТ западная часть СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КОТЛОВИНЫ, принятая за тектонотип, наиболее изучена геологическими и геофизическими методами. По данным ГСЗ, мощность земной коры в основной части абиссальной плиты составляет 6.5–7 км [3, 6, 7, 11, 21–23, 36, 38]. Данные МОВ ОГТ по профилям, проходящим на запад и северо-запад от поднятия Шатского, находятся в хорошем соответствии с результатами ГСЗ и показывают сохранение постоянной мощности коры на огромном пространстве океанического дна [30, 35], что подтверждается и гравиметрическими исследованиями. В целом выясняется, что мощность коры не зависит от ее возраста и увеличивается только с приближением к поднятиям разного типа: поднятию Шатского, Идзу-Бонинскому краевому валу и другим. Некоторое утонение коры может быть связано с нарушениями в зонах разломов.

Для геологической интерпретации скоростной структуры коры мы использовали опорный разрез, изученный в юго-западном борту Императорской разломной зоны по данным ГСЗ, НСП и ступенчатого драгирования [12, 19] (рис. 2А). Комплексный подход позволяет показать соответствие верхам 3-го слоя однородных неслоистых габбро, нижней части 2-го слоя (мощностью 1 км) – долеритов близкого состава и верхней части (1,5 км) – базальтов, образующих в целом почти не деформированный разрез. Породы низов 3-го слоя представлены образцами кумулятивных габброидов, полученных нами из нарушенных разрезов с разломов Меррей, Нова и Клариион [14, и др.]. На всех станциях и в скважинах породы корового разреза имеют состав абиссальных толеитов, с вариациями от N- до P-типа.

В 3-ем слое коры значительное постоянство мощности (около 5.5 км) и граничной скорости (обычно 6.6–6.8 км/с) свидетельствует, вероятно, о достаточной однородности состава. Такая однородность хорошо соответствует данным о габброидном составе слоя, но, по-видимому, была бы невозможной в случае серпентинитового состава слоя или его части, предполагаемого некоторыми авторами. Профиль МОВ ОГТ к северо-западу от поднятия Шатского демонстрирует удивительную выдержанность мощностей 3-го слоя [30]. В ряде участков отчетливо обособляется нижняя часть слоя с серией наклонных границ (с наклоном на северо-запад под углом 30°). Одним из вариантов интерпретации такой картины отражений может быть первично-магматическая расслоенность крупного масштаба, закономерно формирующаяся в габброидах при миграции магматической камеры в ходе спрединга. В отличие от систем тектонической расслоенности, в данном случае наклонные отражения локализованы именно в низах 3-го слоя, не прослеживаясь в его верхнюю часть и не пересекая границу М, как это наблюдается Г.С. Гнибиденко с соавторами. По данным

ГСЗ промежуточная граница в 3-ем слое устанавливается не повсеместно. На севере скорости на ней остаются меньше 7.0 км/с [36], а у о-ва Маркус возрастают до 7.5 км/с [11]. Западнее поднятия Шатского высокоскоростной слой 3В (7.2–7.6 км/с) прослежен на расстояние до 150 км при мощности 1–2 км [33].

Породы 2-го слоя коры отличаются от 3-го значительно большей изменчивостью, связанной, по-видимому, как с различной ролью гипабиссальных долеритовых тел и осадочных прослоев в базальтах, так и с созданием напряженного состояния, уплотнения и раздува мощности слоя на ряде участков дна. Близость составов долеритов и габбро с Императорского разлома и их совместное нахождение в коре свидетельствуют о вероятном наличии комплекса долеритовых даек или силлов в габброидах на границе 3-го и 2-го слоев. Это определяет, по-видимому, постепенный переход между слоями и отсутствие отражений от кровли 3-го слоя, неоднократно наблюдавшееся на профилях МОВ ОГТ [30, 33]. Вертикальное расчленение 2-го слоя на две части (со скоростями 5.9 км/с внизу и от 3.6 до 5.5 км/с сверху) устанавливается по данным ГСЗ, драгирования и МОВ ОГТ [7, 12, 30, и др.]. Деформации, наблюдавшиеся на сейсмических профилях, захватывают как верхи 2-го, так и низы 1-го слоев коры [19, 30]. В зонах разломов Клариион и некоторых других по результатам драгирования установлены значительные нарушения всего корового разреза и подстилающей мантии [12]. Их проявление, однако, может быть локальным, т.к. в удалении от разломов подобные нарушения не были обнаружены на профилях МОВ ОГТ.

**Поверхностная структура** абиссальной плиты, как и глубинная, характеризуется достаточной однородностью и некоторым усложнением к югу. Закономерное соответствие глубины и возраста дна здесь не выдерживается, как и в ряде других районов океана с возрастом древнее 80–100 млн. лет [42]. Тем не менее, погружение дна (до 6 км и более) действительно прослеживается в сторону самой древней, юрской, части океана [29]. Последовательное увеличение глубин со временем уверенно определяется в разрезах скважин глубоководного бурения [34]. Пелагические отложения от батских до современных образуют сравнительно маломощный (0.2–0.5 км) и неполный разрез, со сменой вверх кремнисто-известковых пород глинисто-кремнистыми и глинистыми илами.

На фоне пелагической седиментации выделяется несколько локальных эпизодов, связанных с интенсификацией деформаций или вулканизма и с деятельностью придонных течений [34]. Таково накопление маастрихтских карбонатных турбидитов (в скв. 576), связанное с быстрым выносом материала на восток от поднятия Шатского. Южнее накопление пачек вулканокластических турбидитов определялось продолжительным размывом

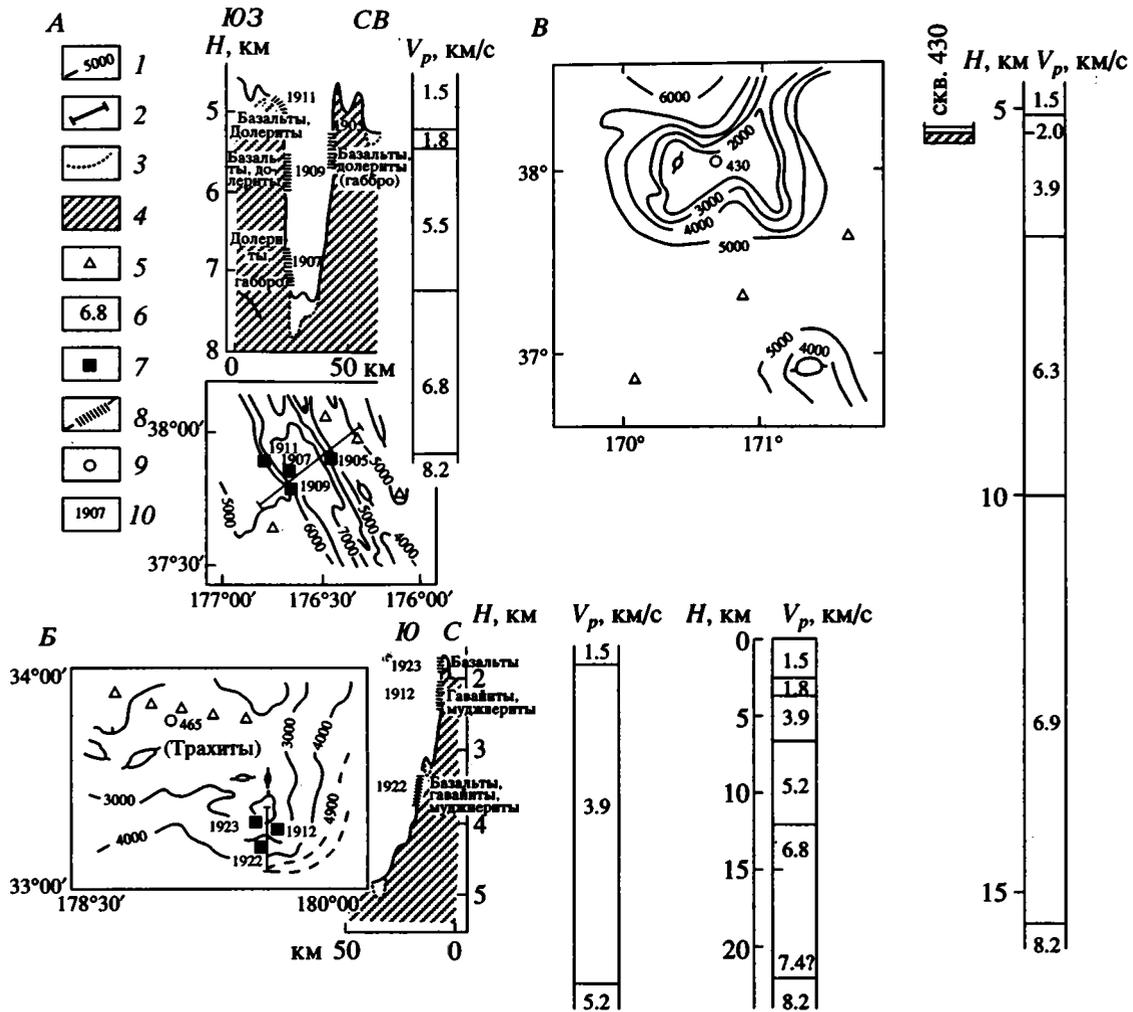


Рис. 2. Опорные коровые разрезы океанических структур разного типа, по [12, 19]: А – разрез абиссальной плиты в зоне Императорского разлома; Б – разрез на юге поднятия Хесса; В – разрез Императорской вулканической зоны на подводной горе Оджин, с использованием [25, 34]

1 – изобаты, в м; 2 – расположение профиля драгирования; 3 – распространение акустически прозрачных осадков; 4 – акустический фундамент по НСП; 5 – постановка донных сейсмографов; 6 – скорости продольных волн, в км/с; 7 – станции и 8 – интервалы драгирования; 9 – скважины глубоководного бурения; 10 – номера станций и скважин.

подводных гор в аптское (скв. 800), апт(?)–альбское (скв. 801) и коньяк-кампанское время (скв. 802). Региональный перерыв седиментации и размыв на границе мела и кайнозоя зафиксированы на абиссальных плитах в разрезах всех скважин. Длительность их, однако, существенно варьирует, достигая юго-восточнее поднятия Шатского (скв. 307) около 90 млн. лет.

Возраст океанической коры, определенный по перекрывающим осадкам, изменяется от батского в скв. 801 до титон-берриасового в скв. 307 и неомского в скв. 303 и 304. Севернее образование океанического дна относится предположительно к середине мела. Эти определения подтверждаются данными по магнитным изохронам от М38 (верхи бата) до М0 (подшва апта), идентифицированным между юрской и меловой зонами спокойного магнитного поля [4, 31, 32, 37, 38, 47, 51, 55].

Две группы мезозойских магнитных аномалий – Японская и Гавайская – сочленяются под углом 90°–110°, как и в “бухте” Грейт-Магнетик (см. рис. 1Б). Они соответствуют бывшему расположению спрединговых центров Кула(Изанаги)-Пацифик и Пацифик-Фараллон. Среди трансформных разломов по значительной протяженности и амплитуде около 220 км в восточной ветви “бухты” выделяется правосдвиговая зона разломов Шатского. В северо-западной ветви протягиваются разломная зона Касима с амплитудой левосдвигового смещения аномалии М28 порядка 250 км и аномалии М16 – до 350 км; ряд правосдвиговых зон от Нэкви до Мамуа, со смещением аномалии М0 от 250 км на западе до 30 км на востоке, и далее разлом Крузенштерна.

В строении спокойной магнитной зоны существенную роль играет ТРОГ ХОККАЙДО, про-

тянувшийся на расстояние до 1000 км [41]. Его отрезки, разделенные трансформными разломами, и мелкие формы рельефа дна севернее имеют преимущественно северо-восточное простирание и параллельны магнитным аномалиям Японской группы. Подобно трогу Чинук, трог Хоккайдо может представлять собой *спрединговый центр* Кула(Изанаги)-Пацифик. Перескок спрединга с сохранением в рельефе рифтового трога относится к концу раннего мела. Первоначальные соотношения трогов Хоккайдо и Чинук, их нарушение разломами Крузенштерна и Императорским остаются неясными. Главный нерешенный вопрос представляет характер соответствия между тектонической структурой региона и структурой магнитного поля.

Общая картина магнитных аномалий в Северо-Западной области Тихого океана весьма закономерна. В ее юго-западной части аномалии М28–М21 образуют *“магнитную бухту”*, след которой простирается на СЗ 325°. Сжатие внутри “бухты” приводит к повышению мощности и скорости в коре, установленному вблизи о-ва Маркус [11]. Севернее поднятия Шатского аномалии М10–М0 также, по-видимому, образуют “бухту” с субмеридиональным простиранием ее следа. В районе самого поднятия для интервала М20–М11 намечается ориентировка следа “бухты” примерно СВ 40°, но соотношение двух групп аномалий здесь значительно сложнее. Изменения в ориентировке “магнитной бухты” отвечают **перестройкам спрединговой системы** на изохронах М21 (начало титона), М10 (начало готерива), М0 (? , граница баррема и апта) [51], возможно, и М28 (середина оксфорда).

Перестройка спрединга в середине мела и становление структуры “бухты” Грейт-Магнетик, отвечающие спокойной магнитной эпохе, остаются наименее ясными при реконструкциях. “Сценариев” развития для этого времени предложено уже около десятка. Но для их оценки пока явно не хватает данных как по геодинамике, так и по геологии Тихого океана. На основе геометрических построений перестройка спокойной магнитной эпохи реконструируется в виде резкого перескока спрединговой оси в направлении Восточно-Тихоокеанского поднятия [38]; серии мелких скачков, происходивших при ускорении спрединга [57]; постепенного сложного разворота, с чередованием стабильных и нестабильных тройных сочленений на изгибе “магнитной бухты” [32]; последовательного развития тройного сочленения хребтов, нарушенного в дальнейшем с результате праводвиговых смещений вдоль Императорского разлома и разделения Западно- и Восточно-Тихоокеанской плит [28]; новообразования плиты Кула и южнее спредингового центра Чинук [58]; одновременного новообразования плиты Кула и короткоживущей микроплиты Чинук и разделения плиты Фараллон на две секции по разлому Мен-

досино [49]; изменения направления движения плит (возможно, прежних) в обеих ветвях “магнитной бухты” в сочетании с перескоком фрагмента восточного спредингового хребта севернее или южнее разлома Мендосино [26]. При последующем усложнении этих “сценариев” в реконструкцию были включены два перескока хребта, с отделением от плиты Фараллон плиты Кула и другого фрагмента, причлененного к Тихоокеанской плите, с кратковременным развитием “двойного спрединга” в трогах Императорском и Чинук-Фараллон и существованием между ними самостоятельной плиты Чинук [41]. Для начала спокойной магнитной эпохи поднятие Хесса также иногда рассматривается как спрединговый центр Пацифик-Фараллон, перескок спрединга к Императорскому трогу и новообразование плиты Кула в конце спокойной эпохи связываются с поглощением тройной точки Изанаги-Пацифик-Фараллон в северной зоне субдукции [50]. В одной из последних реконструкций [10] справедливо возродается идея постепенного сложного разворота спрединговой системы, дополненная представлениями о значительной роли сдвиговых смещений вдоль Императорского разлома.

В целом в Северо-Западной области Тихого океана выявляется длительное **развитие спрединга**, с формированием “магнитной бухты” – предшественника “бухты” Грейт-Магнетик. Внутри “бухты” располагается участок ранне(?)–среднеюрской коры, отвечающий зарождению Тихоокеанской плиты в пределах древней океанической области [32, 51]. Исходя из разрастания плиты в трех направлениях и увеличения расстояний между спрединговыми центрами, следует сделать заключение об активном удалении последних от древней части плиты и проградации в шарнирной части “бухты”. Совместное перемещение центров Кула(Изанаги)-Пацифик и Пацифик-Фараллон реконструируется в направлении, зафиксированном следом “магнитной бухты”. В соответствии с таким перемещением происходили и северные перескоки центра Кула(Изанаги)-Пацифик в среднемеловое время, отмеченные выше. Развитие здесь более быстрого спрединга, чем в центре Пацифик-Фараллон определило разворот всей системы по часовой стрелке в интервале изохрон от М26 до 32.

Генеральное абсолютное перемещение к северу, установленное для севера Тихого океана, для ряда террейнов на его окраинах [2, 22, 23], как и для Индийского океана, Индии и Австралии, требует специального рассмотрения. Более важное для региональных реконструкций выяснение относительных перемещений Тихоокеанской и востока Евразийской плит пока невозможно из-за отсутствия надежных реперов. Судя по ряду литологических и палеоклиматических данных, масштабы их кайнозойских перемещений были сравнительно невелики [12].

## ЗОНЫ СЖАТИЯ

Распространение разного рода зон сжатия весьма характерно для Северо-Западной области Тихого океана. Эти зоны образуют положительные формы рельефа дна с глубоким корнем, формирующимся за счет раздува мощности коры.

**КРАЕВЫЕ ВАЛЫ** от Алеутского до Марианского протягиваются как **пояс деформаций края Тихоокеанской плиты** перед зоной субдукции, отчетливо выраженный в виде положительных гравитационных аномалий в свободном воздухе и относительно повышенных средневолновых аномалий поверхности геоида [9, 53]. На **ВАЛУ ЗЕНКЕВИЧА**, принятом за тектонотип, прослеживается продолжение абиссальных структур, полого воздымающихся в сторону вала и далее резко опускающихся в направлении желоба. Поднятию дна до 0.5 км отвечает *корень*, погруженный в мантию на 2–5 км [5, 6]. Сжатие и *уплотнение среды* приводят к повышению скоростей на границе М до 8.7–8.9 км, иногда больше, скоростей в низах 3-го слоя – вплоть до 7.8 км/с. Хорошо выраженный *высокоскоростной слой* 3В (около 3 км) установлен в пределах Идзу-Бонинского вала [33]. На западном борту валов по профилям МОВ ОГТ отчетливо видны *деформации сжатия* в верхней части коры и осадочном слое, с надвижением пластин в сторону океана [34, и др.].

Субдукции океанической плиты соответствует и положение подводных гор Эримо и Дайити-Касима, сближенных с Японией, опущенных более чем на 3.5 км и приведенных в коллизию с островодужной зоной. Активному продолжению субдукции отвечает значительное нарушение изостатического равновесия в структурах глубоководного желоба – краевого вала. Таким образом, современные краевые валы представляют результат молодых деформаций мезозойской части Тихоокеанской плиты. Исходя из образования краевых валов при продолжающемся перемещении океанических структур в сторону желоба, Ю.М. Пушаровский [21] поставил интересный вопрос о вероятности постоянного возобновления валов при добавлении новых порций материала. Этот нарушенный материал, по-видимому, будет легко подвергаться последующим деформациям с образованием аккреционной призмы.

**ДРЕВНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ** Шатского, Хесса, Обручева, Огасавара, цоколь Гавайского поднятия и другие оказываются наиболее аномальными по особенностям поверхностного и глубинного строения. Эта **аномальность строения** объяснялась многими авторами специфическими условиями формирования поднятий, связанными или с отчленением континентальных фрагментов [48], или с действием “горячей точки” [26, 47, 52], с интенсификацией магматизма в самой зоне спрединга [49, 50], с развитием тройного сочленения в спрединговой системе [38],

с проявлением конвергенции плит на сочленении хребет–хребет–разлом [32], с интенсивным внутриокеаническим сжатием, расслаиванием и скупиванием в коре [12, 15], с перестройкой тройного сочленения и образованием одной или нескольких микроплит [31].

**ПОДНЯТИЕ ШАТСКОГО**, рассматриваемое как тектонотип этих структур, представляет форму сложных очертаний с размерами 1200 × 300 км<sup>2</sup>. Возрастание мощности коры происходит здесь втрое по сравнению со смежными абиссальными участками, так что повышению дна на 2–3 км соответствует образование *корня* глубиной более 10 км. **Изменения структуры и мощности коры** с переходом от абиссальной плиты к поднятию Шатского отчетливо прослеживаются на известном субширотном профиле ГСЗ в его южном блоке [25]. Здесь наряду с увеличением мощностей и скоростей 2-го (до 5.8 км/с) и 3-го слоев (до 7.1 км/с) и скорости на границе М (до 8.4 км/с), в низах коры появляется мощный *высокоскоростной слой* 3В (с  $V_p = 7.3\text{--}7.8$  км/с), образующий основную часть *корня*. На небольшом профиле МОВ ОГТ в центральном блоке поднятия Шатского видна тонкая структура коры с многочисленными дискретными отражающими границами и частым проявлением дифракции [19]. Те же черты глубинного строения характерны и для поднятия Хесса [19, и др.].

На обоих поднятиях эти черты дополняются *специфичностью вулканических комплексов* 2-го слоя, с сочетанием толеитов Т-типа MORB и высокообогащенных щелочных базальтоидов [12]. Последние на юге поднятия Хесса слагают верхнюю часть опорного разреза (с  $V_p = 3.9$  км/с) и представлены чередованием щелочных базальтов, гавайитов и муджиеритов (2 км); разрез венчается пачкой трахитов скв. 465 (64 м) (см. рис. 2Б). Длительная магматическая активность на поднятиях, формирование мощной линзы вулканитов на дне и огромного объема интрузивных пород в камере, несомненно, приводили к утолщению и магматическому расслаиванию коры. Тем не менее, такого объема основных–ультраосновных кумулятов, который необходим для образования слоя 3В на всю его мощность, по-видимому, не могло быть создано при фракционировании базальтовых расплавов. Поэтому формирование этого слоя мы связываем в основном с интенсивным тектоническим скупиванием корового и мантийного материала, предопределившим и заложение поднятий, и особенности их магматизма.

Расслоенный характер всего корового разреза может отвечать покровному строению поднятий с неоднократным повторением литопластин и наращиванием коры, подобно известным в офиолитовых зонах. Сжатие и создание такой *покровной структуры*, по-видимому, наиболее корректно объясняют образование поднятий в рельефе дна;

внутренние нарушения, уплотнение и раздув мощности коры; формирование слоя ЗВ, промежуточного по скоростям между корой и мантией; выведение близко к поверхности высокомагнитных пород на северо-западе и юге поднятия Шатского, на юге поднятия Хесса. С утолщением коры могло быть связано заглупление и длительное развитие магматического резервуара с формированием в конце щелочно-базальтовых расплавов, высокодифференцированных и предельно обогащенных летучими компонентами.

Создание на поднятиях структур сжатия и рост положительных форм рельефа дна можно считать близкими по времени к корообразованию. Уже в начале развития поднятия Шатского, Хесса и Обручева могли возвышаться над абиссальным дном на 1–1.5 км, как это устанавливается по мелководности излияния базальтов 2-го слоя, облеканию краевых уступов фундамента базальтными горизонтами 1-го слоя, наличию в них мелководной бентосной фауны и микрофауны, по последующей мощной (до 1 км и больше) кремнисто-карбонатной седиментации выше критических глубин (скв. 47, 48, 305, 306, 577).

В районе тектонотипа сжатия и сближению разных участков океанической коры могут соответствовать торцовые соотношения магнитных аномалий (типа “магнитной бухты”), которые на самом поднятии сменяются сравнительно малоамплитудными изометричными аномалиями [19, 52]. Подобные соотношения можно предполагать для Магелланова поднятия, а также, вероятно, и для поднятия Хесса, позднее смещенного по Императорскому разлому. Такое закономерное расположение поднятий на абиссальном дне было объяснено их образованием в точках тройного сочленения в спрединговой системе. Более вероятным представляется формирование поднятий не в самой точке сочленения, а внутри новообразованной плиты – между ветвями активной спрединговой системы, где создавались условия наибольшего сжатия корового материала. Вместе с тем, при формировании поднятий Обручева, Огасавара, Заурипик и других концентрация напряжений сжатия в океанической коре – верхах мантии могла быть проявлена в иной структурной обстановке, не связанной с развитием “магнитной бухты”. Также далеко не всегда внутри “бухты” напряжения сжатия могли быть достаточны для осуществления скучивания в коре. Например, в районе о-ва Маркус при определенном сходстве структуры среднеюрской коры с отмеченным для поднятия Шатского увеличение ее мощности оказывается сравнительно небольшим, не приводящим к формированию поднятия.

Датировки образования океанических поднятий позволяют выделить несколько этапов инициации скучивания на северо-западе Тихого океана. В титонский этап произошло заложение под-

нятий Шатского и Магелланова, в готеривбарремский(?) – цоколя поднятия Мид-Пацифик, в альбский – поднятий Хесса и Онтонг-Джава, в маастрихтский или несколько раньше – поднятия Обручева и цоколя Гавайского поднятия(?), в олигоценый этап – поднятий Заурипик и, возможно, Каролинского. В этой этапности намечается определенная корреляция со структурными перестройками, установленными для абиссальных плит. Так, поднятие Хесса было сформировано во время перестройки меловой спокойной магнитной эпохи и может быть близким по возрасту к брошенному спрединговому центру Хоккайдо. В зоне тектонотипа, на поднятии Шатского, длительность формирования покровной структуры в коре определяется от титона до конца валанжина, в интервале между этапами перестроек спрединга на изохронах М21 и М10. Последующие деформации на поднятии Шатского, захватившие и осадочный слой, – в неокоме(?), в середине мела и второй половине палеогена – были сравнительно невелики [8].

История всех океанических поднятий связана с изменением как их палеоглубины, так и палеоклимата. Однако палеоклиматические отличия тихоокеанских структур от азиатских, намеченные для поднятия Обручева по данным скв. 192 [39], значительны только для мелового времени, позднее становятся небольшими и для середины эоцена уже не улавливаются. Не устанавливается различий и для более холодных климатов олигоцена и неогена, более дифференцированных по широте. Выявление широтной близости структур поднятия Обручева и Камчатки подкрепляется изучением сноса терригенного материала, указывающим на положение поднятия в позднем кайнозое не далее 300–400 км от современного [54]. Одной из причин такой стабильности в положении поднятия Обручева может быть его коллизия со структурами континентальной окраины, наблюдаемая в районе Камчатки (см. рис. 1Б). Торможение субдукции у поднятия Обручева могло послужить причиной замедления северного дрейфа всей смежной части Тихоокеанской плиты и праводвиговых перемещений по Императорскому разлому. Точно так же коллизия поднятия Огасавара и ряда вулканических построек с Идзу-Бонинской островной дугой могла привести к замедлению субдукции участка плиты и левосдвиговым перемещениям по разлому Касима.

## ЗОНЫ ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНИЗМА

В зонах внутриплитного вулканизма происходит дальнейшее наращение океанической коры, с усложнением ее структуры. В ИМПЕРАТОРСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЕ палеогенового возраста, принятой за тектонотип, установлено последовательное *распространение вулканизма вдоль простиранья* и наложение на разнородное основание [34, 35]. Гряда Импера-

торских подводных гор (до 3 км и выше) протягивается субмеридионально более чем на 3000 км, рассекая ряд древних структур Северо-Западной области океана: краевую часть поднятия Обручева у г. Детройт, абиссальную плиту южнее, а также структуру поднятия мелового возраста в районе Гавайев (см. рис. 1Б). В последнем случае общая мощность коры существенно повышена.

Опорный разрез коры может быть выбран в более типичном участке Императорской зоны на горе Оджин [25, 34] (см. рис. 2В). Проведение сейсмического эксперимента близ подножья вулканической постройки дает общую мощность коры 10 км, а на самой горе она, вероятно, несколько больше, так что корни гор в Императорской гряде могут иметь глубину в первые километры. Основное отличие опорного разреза горы Оджин от разрезов краевых валов, поднятий Шатского и Хесса составляет отсутствие высокоскоростного слоя 3В. Относительно **небольшое наращение коры** по сравнению с абиссальной плитой происходит здесь преимущественно за счет 2-го слоя ( $V_p = 6.3$  км/с вниз, 3.9 км/с вверх) и в небольшой мере – за счет пород 3-го слоя ( $V_p = 6.9$  км/с). Малая мощность последних связана, вероятно, с кратковременностью существования или даже отсутствием малоглубинной магматической камеры, установленным, например, под вулканом Килауэа. *Вулканические породы* верхов 2-го слоя в пределах всей зоны (скв. 430, 432, 433, 883, 884) представлены островными толеитами и сверху щелочными базальтоидами. Малая роль собственно щелочных пород в разрезе, умеренное накопление в них летучих и относительно небольшое обогащение элементами-примесями также могли быть связаны с кратковременностью дифференциации расплава перед излиянием на поверхность.

**Образование линейной вулканической зоны** в районе тектонотипа традиционно объясняется длительным действием “горячей точки” под движущейся литосферной плитой [35] или продвижением трещины в литосфере [19, 35]. Но многие проявления внутриплитного вулканизма локальны или же образуют крупные, но отнюдь не линейные ареалы. Таковы, в частности, апт-альбские вулканические комплексы поднятия Мид-Пацифик, Магеллановых гор и гайотов Гейш на северо-западе океана [34, 43]. Мощная вспышка вулканизма именно в начале спокойной магнитной эпохи, ее синхронность с заложением Восточно-Азиатского вулканического пояса над зоной субдукции представляют важные факты. Одновременная активизация внутриплитного магматизма на огромной площади океана относится к ограниченному временному интервалу в отличие от постоянно действующей Гавайской “горячей точки”. Представляется поэтому, что механизм формирования нелинейных зон внутриплитного вулканизма должен быть иным, чем в районе тектонотипа, несмотря на близость составов вулканических продуктов.

## ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ТИХООКЕАНСКИХ СТРУКТУР. НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ

Представленный обзор показывает, в первую очередь, важную особенность океанского ложа – сочетание в нем разнородных тектонических элементов с разным составом и реологическими свойствами литосферы. Сравнение их поверхностной и глубинной структуры позволяет обсудить возникновение **гетерогенности** в Тихом океане. При его изучении мы неоднократно обращали внимание на наличие деформаций и признаков скупивания в океанической коре [12, 17]. Распространенность этих явлений, однако, остается проблематичной. Значительная нарушенность коры представляется несомненной в зонах сжатия и на трансформных разломах. Но в основной части абиссальных плит все более выявляется удивительное постоянство параметров коры, показанное для Северо-Западной области на материалах ГСЗ, МОВ ОГТ и гравиметрических и подтверждаемое сравнением с Северо-Восточной областью океана. Мозаичность строения Тихоокеанской литосферной плиты, неоднократное возобновление деформаций и магматической активности делают недостаточно корректным применение простых моделей при рассмотрении ее развития. Для создания более реалистической многофакторной модели становится необходимой разработка ряда узловых вопросов истории Тихого океана.

Один из вопросов касается **ранней эволюции** северо-запада океана и общей преемственности развития в юрско-кайнозойское время [16, 17, 20]. Для его разработки требуется сопоставление разновозрастных палеоокеанических и палеоостроводужных комплексов, известных на востоке Азии, и обоснование палинспастических реконструкций. Как истинно абиссальные образования здесь могут рассматриваться глинисто-кремнистые комплексы триаса и юры на о-ве Палаван, на юге Сахалина, а также отдельные фрагменты разреза в покровных системах Японии и Корякского нагорья [17]. В других комплексах, включенных в состав континента, обычно обнаруживаются существенные отличия от абиссальных образований в составе, мощности, степени нарушенности и характере распространения. Современная структурная картина показывает, что в коллизии с Азиатской окраиной приведены внутриплитные вулканы и особенно часто океанические поднятия – структурные элементы, аномальные для океана. Именно за счет структур такого типа могли быть образованы и многие офиолитовые террейны на окраинах континентов [2]. Краевые валы, сходные по плотностным и прочностным характеристикам с океаническими поднятиями, вероятно, также частично обдуцируются на континентальную окраину. Но основная часть абиссальных плит, по-видимому, поглощается в зонах

субдукции, и потому следует учитывать возможность былого существования этого “потерянного звена” при проведении палеорекопструкций. Для меловых островодужных комплексов (террейнов?) востока Азии существенный интерес представляют новые палеомагнитные доказательства сравнительной близости их палеоширот к известным в смежной части океана [22, 23, и др.]. Для проведения реконструкций требуется выяснение былых соотношений этих приокеанических комплексов с западными зонами Азиатской окраины.

При обсуждении ранне(?)–среднеюрского заложения структуры Тихоокеанской плиты в пределах древнего Тихого океана важное значение могут иметь предшествующие события рэт-лейасового времени, связанные с растяжением и дроблением континентальной коры на востоке Азии [17]. Для реконструкции возникновения плиты необходимы как понимание тектоники района древней Восточно-Марианской котловины, так и объяснение самой возможности существования на небольшой площади трех центров расхождения, обрамлявших зарождавшуюся плиту [32, 47, и др.]. Подобный масштаб тектонического расчленения, с образованием коротких спрединговых хребтов и микроплит, предполагает, по-видимому, для отдельных отрезков времени наличие в спрединговой системе участков проявления относительно малоглубинных процессов. Такие процессы могут или сравнительно быстро остановиться (на Магеллановой микроплите), или превратиться в настоящий спрединг (при образовании Тихоокеанской плиты). В случае “малоглубинного спрединга” намеченная выше миграция спрединговых центров представляется вполне вероятной. Но при повышении глубинности процесса возможность подобной миграции и большой мобильности системы конвекции требует серьезного обоснования.

Такая мобильность не исключает, однако, ни устойчивости в существовании спрединговых осей и в направлении их миграции, ни равномерности в развитии океанического корообразования в юрско-палеогеновое время (при колебаниях скорости спрединга от 3.2 до 7.5 см/год). Результатом устойчивого спрединга явилась отмеченная выше выдержанность параметров коры на огромных пространствах океанического дна и однообразии его поверхностной структуры. Мощность нормальной океанической коры составляет около 7 км.

Юрско-палеогеновая история северо-запада и севера Тихого океана определялась эволюцией “магнитной бухты” – резкого изгиба в спрединговой системе: ее последовательным относительным смещением к северо-востоку и превращением древней части в абиссальную плиту. Во всех участках “бухты”: юрском, раннемеловом и мелпалеогеновом – сочленение ее ветвей происходит под углом 90–110°. В Северо-Восточной области очертания “бухты” грубо вписываются в изгиб

мезо-кайнозойской континентальной окраины Северной Америки. Для выяснения соотношений более древних структур Северо-Западной области океана и Азиатской окраины мы уже отметили необходимость проведения специальных палеорекопструкций. В современной структуре смыкание магнитных изохрон с элементами континентальной окраины под углом около 20° повторяется вблизи Алеутского, Курило-Камчатского и Марианского желобов. **Конформность океанических и окраинно-материковых структур**, их определенное соответствие краю древнего континента могут оказаться важными для палеорекопструкций. Такие конформные соотношения наиболее характерны для пассивных окраин океана. Но и участки активных окраин проявляли достаточную жесткость и, возможно, предопределили очертания океанических спрединговых систем, с образованием (или переориентировкой) “магнитной бухты” внутри изгиба континентального края.

Связь образования “бухты” с участком тройного сочленения спрединговых хребтов, предполагаемая многими авторами, вытекает из геометрических построений [38, и др.]. Вместе с тем, она не может быть обоснована фактическими данными, так как в современной структуре не сохранилось ни фрагментов третьей ветви этого сочленения, ни каких-либо свидетельств симметричного спрединга на северо-западе океана. Возможны ли реконструкции, альтернативные существующей модели тройного сочленения? В случае двустороннего симметричного спрединга длительное существование изгиба в спрединговой системе без образования третьей ветви было бы возможно только при допущении косоого спрединга, чему противоречит поперечное положение трансформов в обеих ветвях рассмотренной “бухты”. Развитие процесса без образования третьей спрединговой ветви, по-видимому, возможно и при одностороннем спрединге, направленном к внутренней части “бухты” и ограниченном во внешней ее части жесткой континентальной рамой. Такая модель, вероятно, может быть разработана в дальнейшем для севера Тихого океана. В отдельные интервалы времени растяжение во внешней части “бухты”, возможно, приводило здесь к появлению третьей ветви сочленения в спрединговой системе, поперечной к континентальной окраине, однако оно могло реализоваться и в продвижении сюда одной из ветвей “бухты”. Постоянное продвижение северного центра к востоку и большая активность спрединга по сравнению с восточным центром приводили к отмеченным эпизодическим поворотам спрединговой системы по часовой стрелке. Внутри “бухты” интенсивное сжатие, очевидно, вызывало уплотнение и скупивание корово-мантийного материала. Однако для реконструкции этих явлений необходимо дополнительное изучение шарнирных участков “магнитных бухт”.

Между ветвями “магнитной бухты” или в иных условиях сжатия одновременно с корообразованием создавались крупные тектонические неоднородности, существующие доныне. Выше обсуждались специфичность строения зон поднятий и краевых валов и их особое место в структуре океана. Тектоническое положение поднятий позволяет связывать их с зонами сжатия на изгибах дивергентной границы Тихоокеанской плиты, то есть непосредственно со спредингом; для краевых валов несомненна связь с перемещением плиты и сжатием у ее конвергентной границы.

С зонами обоих типов, с участками внутриплитного вулканизма и с мелкими неоднородностями океанского ложа всегда связаны нарушения структуры нормальной океанической коры. Для основных тектонических элементов это показано в статье с использованием сейсмических и гравиметрических данных. Для мелких форм такие нарушения нередко обнаруживаются на профилях МОВ ОГТ [30]. Рассмотрение тектонотипов позволяет связывать утолщение коры в зонах сжатия с ее тектоническим расслаиванием и скупиванием, особенно значительным в низах 3-го слоя, тогда как в зонах внутриплитного вулканизма – с повторной вулканической активностью и преимущественным наращением 2-го слоя.

Таким образом, современные модели развития Тихоокеанской плиты должны учитывать, с одной стороны, значительное постоянство в развитии спрединга и формировании абиссальных плит, а с другой – наличие внутриплитных неоднородностей, образование поднятий тектонического и магматического происхождения. Для расшифровки их строения необходимо выяснение роли и характера отмеченных выше нарушений, дальнейшее изучение тонкой структуры литосферы в зонах сжатия и вулканической активности. В итоге можно будет показать, каким образом в ходе постоянного сжатия и усложнения структуры, дальнейшего перераспределения корово-мантнийного материала и проявлений внутриплитного магматизма на северо-западе Тихого океана были созданы нарушенная, мозаично построенная кора, а также интенсивно расслоенная и высокоскоростная мантия, необычная для океана.

## ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЕРЕСТРОЕК

Отмеченные выше моменты перестроек спрединга, проявления скупивания и внутриплитной вулканической активности повторялись через 20–40 млн. лет. Крупные тектонические события на севере Тихого океана, частично рассмотренные в статье, приурочены к **временным рубежам**: ранне(?)-среднеюрскому (около 185 млн. лет), титонскому (150 млн. лет), апт-альбскому (110–100 млн. лет), маастрихтскому (74 млн. лет), раннеэоценовому (около 55 млн. лет), среднеэоценовому (42 млн. лет) и олигоценовому (около

31 млн. лет). С началом юры связано зарождение Тихоокеанской плиты внутри древней океанической области [32]. События титонского и апт-альбского времени, с переориентировкой “магнитной бухты”, образованием поднятий Шатского и Хесса, вероятно, сравнимы по своему значению. С маастрихтским временем или концом кампана была связана менее значительная перестройка спрединга и формирование поднятия Обручева. Раннеэоценовая перестройка привела к исчезновению “магнитной бухты” и оформлению современного Восточно-Тихоокеанского поднятия. В среднем эоцене, после окончательной субдукции плиты Кула, произошла смена направления перемещений Тихоокеанской плиты с северного на северо-западное. К олигоцену относится новообразование Каролинской плиты, поднятия Эаурипик и, возможно, Каролинского.

**Апт-альбские и олигоценовые события** в Тихом океане коррелируются со становлением позднемезозойской и позднейкайнозойской зон субдукции на северо-востоке Азии [45]. Эти временные рубежи отвечают соответственно австрийской и савской фазам складчатости Средиземноморья, которые, следовательно, могли иметь глобальное значение. Особенно важными для Северо-Западной области океана можно считать события апт-альбского времени, включавшие, помимо реорганизации спрединговых центров и формирования поднятий, также активизацию внутриплитного вулканизма и становление зон субдукции в обрамлении океана. Однако связь этих событий с условиями постоянства магнитного поля и сам ход событий остаются неясными.

В целом при современном состоянии изученности северо-запада Тихого океана для построения моделей тектонического развития представляется необходимой разработка ряда указанных вопросов, более точная датировка тектонических событий, хронологическая и структурная корреляция событий в разных зонах океана и активной окраины Азии, оценка их взаимных перемещений в мезо-кайнозойское время, объяснение формирования нелинейных вулканических зон и связи внутриплитного вулканизма с крупнейшей перестройкой в Северо-Западной Пацифике, а также изучение внутренней структуры литосферы и выявление реальной физической поверхности, отвечающей подошве Тихоокеанской плиты.

Работа выполнялась в рамках проекта “Глубинные геосферы” ГНТП “Мировой океан”, поддерживаемой Министерством науки и технической политики Российской Федерации, и при финансовой поддержке РФФИ (грант 96-05-64758).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андерсон Д.А., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.
2. Бен-Аврахам З., Нур А., Джонс Д., Кокс А. Континентальная аккреция: от океанических плато к

- континентальным массивам // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 101–121.
3. Буравцев А.А., Островский А.А. Обобщенные сейсмические свойства литосферы в Северо-Западной котловине Тихого океана // Океанология. 1991. Т. 31. Вып. 5. С. 799–807.
  4. Валяшко Г.М., Лукьянов С.В. Северо-Западная котловина Тихого океана // Магнитное поле океана. М.: Наука, 1993. С. 188–200.
  5. Глубинное сейсмическое зондирование. Данные по Тихому океану. М.: Междувед. геофиз. комитет АН СССР, 1987. 103 с.
  6. Зверев С.М. Сейсмические свойства земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 28–34.
  7. Зверев С.М., Капустян Н.К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980. 208 с.
  8. Карп Б.Я., Прокудин В.Г. Строение чехла и скоростные модели земной коры возвышенностей Шатского и Обручева // Геофизические поля Тихого и Индийского океанов. М.: Междувед. геофиз. комитет при Презид. АН СССР, 1988. С. 20–27.
  9. Карта аномалий силы тяжести зарубежных территорий и Мирового океана. Масштаб 1 : 15000000. М.: Министерство геологии СССР, 1986.
  10. Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 167 с.
  11. Малахов А., Хассонг Д., Одегард М., Удинцев Г.Б., Косминская И.П., Моуравова Е.А. Строение земной коры в районе о. Маркус (Тихий океан) // Океанология. 1977. Т. XVII. Вып. 6. С. 1028–1041.
  12. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 434).
  13. Меланхолина Е.Н., Баранов Б.В., Кононов М.В., Ляпунов С.М., Рудник Г.Б., Саидова Х.М., Тихонов Л.В., Шмидт О.А. Вариации состава океанических базальтов, изученных на полигонах разлома Мендосино (Тихий океан) // Геотектоника. 1994. № 2. С. 49–60.
  14. Меланхолина Е.Н., Ляпунов С.М., Разницын Ю.Н. Абиссальные толеитовые серии центральной части Тихого океана // Магматизм и тектоника океана (проект "Литос"). М.: Наука, 1990. С. 209–232.
  15. Меланхолина Е.Н., Непрочнов Ю.П. Северо-Западная область Тихого океана // Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. С. 240–251.
  16. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 234).
  17. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
  18. Семенова Г.И. Модели земной коры различных структур ложа Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 3–12.
  19. Строение дна северо-запада Тихого океана (Геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 231 с.
  20. Хаин В.Е. Происхождение Тихого океана – проблема проблем истории Земли // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 7–11.
  21. Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment // Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Margin. Geophys. Monogr. 19. Washington: D.C., 1976. P. 135–153.
  22. Bazhenov M.L., Burtman V.S. Upper Cretaceous paleomagnetic data from Shicotan Island, Kuril Arc: Implications for plate kinematics // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 122. № 1. P. 19–28.
  23. Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N. Paleomagnetism of Paleogene rocks from the Eastern Kamchatka and Komandorsky Islands: implications for tectonics // Tectonophysics. 1992. Vol. 201. № 1/2. P. 157–174.
  24. Cande S.C., Kent D. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // Journ. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. № 9. P. 13917–13951.
  25. Den N., Ludwig W.J., Murauchi S., Ewing J.I., Hotta H., Edgar N.T., Yoshii T., Asanuma T., Hagiwara K., Sato T., Ando S. Seismic refraction measurements in the Northwest Pacific Basin // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 74. № 6. P. 1421–1434.
  26. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1985. № 206. 59 p.
  27. Erickson B.H., Naugler F.P., Lucas W.H. Emperor fracture zone: a newly discovered feature in the central North Pacific // Nature (Gr. Brit.). 1970. Vol. 225. № 5227. P. 53–54.
  28. Farrar E., Dixon J.M. Early Tertiary rupture of the Pacific plate: 1700 km of dextral offset along the Emperor trough – Line islands lineament // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 53. № 3. P. 307–322.
  29. General bathymetric chart of the oceans. Scale 1 : 10 000 000. Ottawa: Canad. Hydrogr. Serv., 1984.
  30. Gribidenko H., Huene von R., Belikh I., Patrikeev S., Nemchenko G. Normal oceanic crust structure of the North-West Pacific according to MCS data // J. Geophys. Res. 1996. В печати.
  31. Handschumacher D.W., Sager W.W., Hilde T.W.C., Bracey D.R. Pre-Cretaceous tectonic evolution of the Pacific plate and extension of the geomagnetic reversal time scale with implications for the origin of the Jurassic "Quiet Zone" // Tectonophysics. 1988. Vol. 155. № 1/4. P. 365–380.
  32. Hilde T.W.C., Isezaki N., Wageman J.M. Mesozoic seafloor spreading in the North Pacific // Geophys. Pacif. Ocean Basin and Margin. Washington: D.C., 1976. P. 205–226.
  33. Houtz R., Windisch C., Murauchi S. Changes in the crust and upper mantle near the Japan – Bonin Trench // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. № B1. P. 267–274.
  34. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: D.C., 1971. Vol. VI. 1329 p.; 1973. Vol. XIX. 913 p.; 1973. Vol. XX. 958 p.; 1975. Vol. XXXII. 980 p.; 1980. Vol. LV. 868 p.; 1980. Vol. LVI–LVII. Pt. 1. 629 p.; 1981. Vol. LXII. 1120 p.; 1985. Vol. LXXXVI. 804 p.; 1990. Vol. 129. 488 p.; 1991. Vol. 131/132. 306 p.; 1993. Vol. 144. 1084 p.; 1003. Vol. 145. 1040 p.
  35. Jackson E.D. Linear volcanic chains on the Pacific plate // The geophysics of the Pacific ocean basin and its margin. Geophys. Monogr. 19. Amer. Geophys. Union. Washington: D.C., 1976. P. 319–355.

36. Japanese DELP Research Group on deep structure of oceanic lithosphere. Report of DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1990. Vol. 65. № 1. P. 49–158.
37. Kent D., Gradstein F. Jurassic to Recent chronology // Mem. Geol. Soc. Amer. 1986. № 70. P. 45–50.
38. Larson R.L., Chase C.G. Late Mesozoic evolution of the western Pacific ocean // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. Vol. 83. № 12. P. 3627–3644.
39. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: offshore evidence and onshore implications // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. Vol. 99, № 5. P. 733–754.
40. Ludwig W.J., Houtz R.E. Isopach map of sediments in the Pacific ocean basin and marginal sea basins // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Map Series. Catalog 647. 1979.
41. Mammerickx J., Sharman G.F. Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous quiet period // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. № B4. P. 3009–3024.
42. Marty J.C., Cazenave A. Regional variations in subsidence rate of oceanic plates: a global analysis // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 94. № 3/4. P. 301–315.
43. Matthews J.L., Heezen B.C., Catalano R., Coogan A., Tharp M., Natland J., Rawson M. Cretaceous drawing of reefs on Mid Pacific and Japanese guyots // Science. 1974. Vol. 184. № 4135. P. 462–464.
44. Mechie J., Egorkin A.V., Fuchs K., Riberg T., Soloviev L., Wenzel F. P-wave mantle velocity structure beneath northern Eurasia from long-range recording along the profile Quartz // Phys. Earth Planet. Inter. 1993. Vol. 79. № 3–4. P. 259–286.
45. Melankholina Y.N. On the tectonic events correlation in the northwestern Pacific Ocean and Asian continental margin // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1986. Vol. 55. № 1. P. 107–126.
46. Nagumo S., Kasahara J. The P-wave structure of the lithosphere–asthenosphere in the Western Pacific: a comparison of ocean versus continent // Tectonophysics. 1988. Vol. 147. № 1/2. P. 85–93.
47. Nakanishi M., Tamaki K., Kobayashi K. Mesozoic magnetic anomaly lineations and sea-floor spreading history of the northwestern Pacific // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. № B11. P. 15437–15462.
48. Nur A., Ben Avraham L. Speculations on mountain building and the lost Pacifica continent // J. Phys. Earth Suppl. 1978. Vol. 26. № 1. P. S21–S37.
49. Rea D.K., Dixon J.M. Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the north Pacific Ocean // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65. № 1. P. 145–166.
50. Renkin M.L., Sclater J.G. Depth and Age in the North Pacific // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. № B4. P. 2919–2935.
51. Sager W.W., Handschumacher D.W., Hilde T.W.C., Bracey D.R. Tectonic evolution of the northern Pacific plate and Pacific – Farallon – Izanagi triple junction in the Late Jurassic and Early Cretaceous (M21–M10) // Tectonophysics. 1988. Vol. 155. № 1/4. P. 345–364.
52. Sager W.W., Hyun-Chul Han. Rapid formation of the Shatsky Rise oceanic plateau inferred from its magnetic anomaly // Nature. 1993. Vol. 364. № 6438. P. 610–613.
53. Sandwell D.T., Renkin M.L. Compensation of swells and plateaus in the North Pacific: No direct evidence for mantle convection // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. № B4. P. 2775–2783.
54. Scholl D.W., Hein J.R., Marlow M., Buffington E.C. Meiji sediment tongue: North Pacific evidence for limited movement between the Pacific and North American plates // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. Vol. 88. № 11. P. 1567–1576.
55. Sharman G.F., Risch D.L. Northwest Pacific tectonic evolution in the Middle Mesozoic // Tectonophysics. 1988. Vol. 155. № 1/4. P. 331–344.
56. Smoot N.C., Lowrie A. Emperor fracture zone morphology by multi-beam sonar // Journ. Geol. 1985. Vol. 93. № 2. P. 196–204.
57. Winterer E.L. Anomalies in the tectonic evolution of the Pacific // Geophys. Pacif. Ocean Basin and Margin. Washington: D.C., 1976. P. 269–278.
58. Woods M.T., Davies G.F. Late Cretaceous genesis of the Kula plate // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 58. № 2. P. 161–166.

Рецензенты: А.Л. Книппер, А.Я. Шараськин

## Relationships between the Ocean Floor and Deep Structures: Evidence from the Northwest Pacific

E. N. Melankholina

The specific features of the tectonic forms of the Northwest Pacific, correlation of shallow and deep structures, spreading development and formation of the abyssal-plain crust, relationships of those plains to rises of different types, and the involvement of the whole structural complex into subduction process are discussed. Using tectonotype examples, we show the sufficient homogeneity of abyssal plates, the growth of compressional deformation inside outer swells and especially in ancient oceanic rises (the Shatsky Rise, etc.). In the zones of compression, we determined crustal thickening, by the inner tectonic layering and piling up, which occurred most often in the lower part of Layer 3. In the intraplate volcanic zones, crustal thickening was caused primarily by repeated magmatic activity and growth of Layer 2. We established main stages of structure formation in the northwestern part of the ocean. The most significant events were connected with the spreading rearrangement in the Tithonian, Oligocene, and especially the Middle Cretaceous (a quiet magnetic epoch). The latter was also characterized by the pulse of intraplate volcanic activity. We examined the Jurassic–Paleogene development of the “magnetic bight” at the bend in spreading system. We explain the formation of the oceanic rises as a result of a concentration of compressional strain in the inner part of the “bight,” and subsequent piling up in the newly formed crust and uppermost mantle. Constant compression and generation of inner inhomogeneities in the Northwest Pacific created a disturbed mosaic crust and a drastically layered high-velocity upper mantle, which is uncommon for the ocean.

УДК 551.242.11:550.838.5(571.661)

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И КИНЕМАТИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОЛЮТОРСКОГО ХРЕБТА (КОРЯЖСКОЕ НАГОРЬЕ)

© 1996 г. Д. В. Коваленко

*Институт Литосферы РАН, г. Москва*

Поступила в редакцию 06.06.94 г.

Приведены новые палеомагнитные данные для Олюторского хребта Коряжского нагорья. Палеошироты, рассчитанные для поздне меловых островодужных комплексов, соответствуют примерно пятидесятым градусам северной широты. В конце мела–начале палеогена невозможно совмещение исследованных островодужных комплексов ни с Евразией, ни с Северной Америкой. Островодужные и океанические толщи развернуты вокруг вертикальной оси по часовой стрелке на  $60^{\circ}$ – $110^{\circ}$  относительно меридиана. Предполагается, что разворот связан с правосторонним смещением островной дуги по субмеридиональному трансформному разлому в течении палеоцена. Выявляются два этапа деформаций океанических толщ центральной части Олюторского хребта и флишевых комплексов его восточной части. Деформации последних связаны с постпалеоценовыми тектоническими напряжениями со стороны Алеутской впадины.

### ВВЕДЕНИЕ

Олюторский хребет является восточной частью Олюторской тектонической зоны юга Коряжского нагорья (рис. 1). В его пределах распространены поздне меловые (редко палеогеновые) островодужные и океанические толщи, а также флишеидные комплексы поздне мелового и палеоценового возраста [2, 3, 11, 13]. Покровно-складчатая структура хребта резко дискордантна по отношению к другим структурным зонам юга Коряжского нагорья.

В отличие от более западных районов Олюторской зоны Олюторский хребет является белым пятном с точки зрения палеомагнитной изученности – существует только одно палеомагнитное определение [9]. В этой связи палеомагнитные исследования проводились по всем структурно-формационным комплексам центральной части хребта, для того чтобы сравнить эти данные с имеющимися палеомагнитными данными по западу Олюторской зоны [4–6], выяснить взаимоотношения комплексов пород, участвующих в структуре хребта, а также с целью уточнения истории формирования структуры хребта и геодинамического развития района в целом.

### ОБЪЕКТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проводились в центральной части хребта в истоках р. Вильлейкин, в бассейне р. Ничакваям и восточнее, на побережье между мысом Витгенштейна и лагуной Аят (рис. 1).

В истоках р. Вильлейкин опробована вулканическая толща, в нижней части которой преобла-

дают туфо-, лавобрекчии, грубообломочные туфы с единичными потоками базальтов и андезитобазальтов, а в верхней части значительно увеличивается доля тонкообломочных пород (рис. 2). Наличие обильной пирокластики, а также геохимические данные показывают [2, 11], что толща сформировалась в островодужных условиях. Возраст толщи определяется по единичным находкам иноцерамов как кампанско-маастрихтский [11]. Для палеомагнитного анализа опробован разрез мощностью около 100 м, представленный в основном пачками тонко- и среднеобломочных туфов с единичными горизонтами туфобрекчий. Палеомагнитные пробы отобраны из тонкообломочных туфов.

В среднем течении р. Ничакваям обнажаются как островодужные вулканогенные толщи, так и океанические [2, 11] (рис. 3). В нижней части островодужных образований преобладают пачки грубообломочных вулканогенных пород с потоками подушечных базальтов. Вверх по разрезу количество грубообломочного материала уменьшается, наблюдается преобладание тонкообломочных туфогенных пород, включающих подушечные базальтовые потоки. Вулканогенные толщи в некоторых местах интродуцированы небольшими телами габбро и дацитов. В тектонических взаимоотношениях с окружающими толщами находится относительно крупный блок расслоенного габбро. Возраст островодужных толщ по радиоляриям оценен как кампанско-маастрихтский [2, 11].

Океанические породы разделяются на “красную” и “черную” лавовые толщи [2, 11]. “Черная” лавовая толща состоит из базальтов, гиалоклаستي-

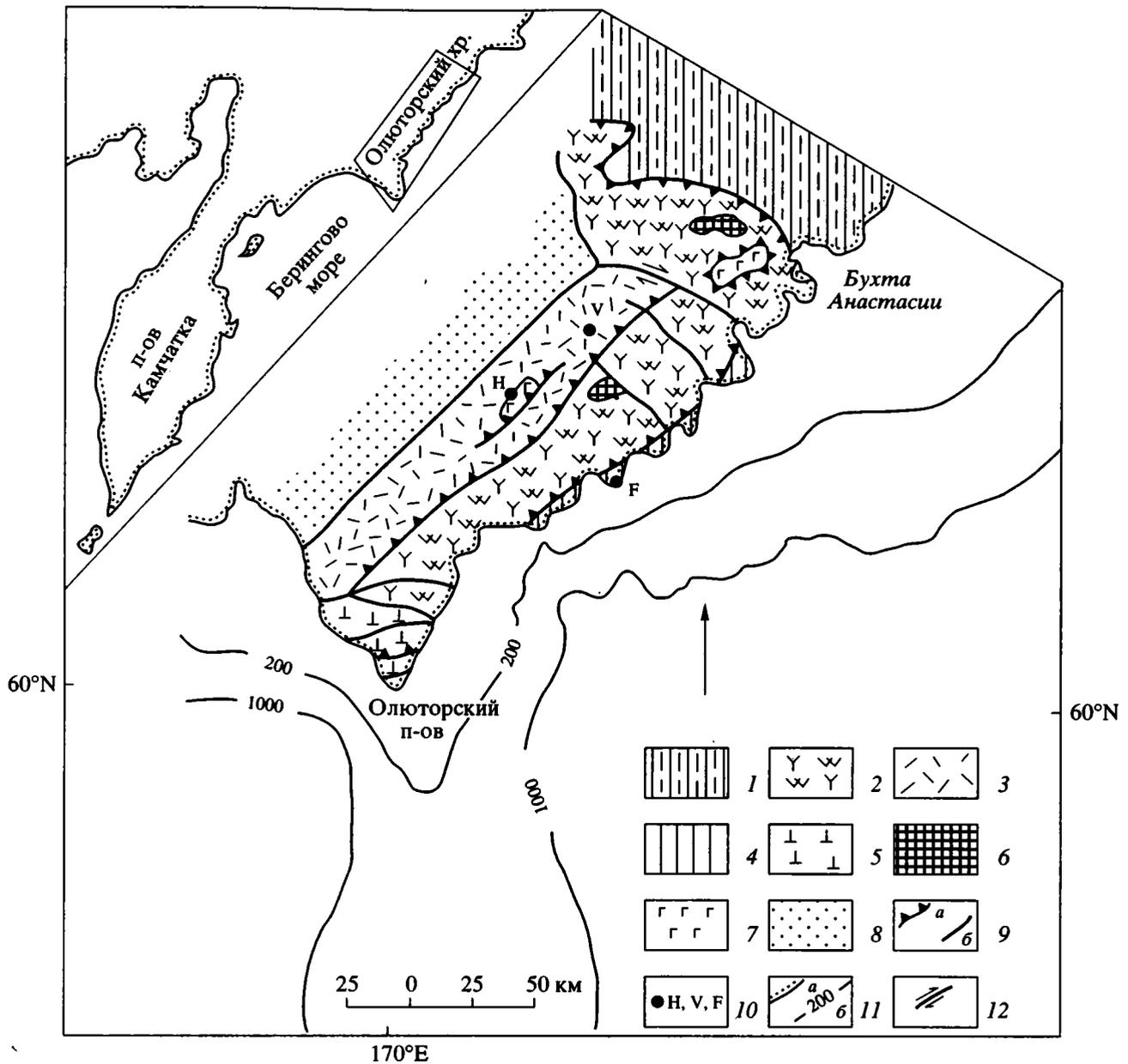


Рис. 1. Структурная схема Олюторского хребта [13, 15].

1 – флишевые толщи Укэлатского прогиба ( $K_2-P_1$ ); 2–3 – островодужные комплексы: 2 – кремнисто-вулканогенный комплекс ( $K_{2st}-K_{2cp}$ ), 3 – вулканогенно-обломочный комплекс ( $K_{2cp}-K_{2d}$ ); 4 – флишево-олистоострововая толща ( $K_2-P$ ); 5 – комплекс океанических базальтов щелочного типа ( $K_{2cp}-K_{2d}$ ); 6 – комплекс реликтов магматических камер островной дуги: дунит-клинопироксенит-габбровый (P); 7 – комплекс океанических базальтов ( $K_{2al}-K_{2t}$ ); 8 – вулканогенно-терригенный комплекс Апулской депрессии (P-N); 9 – надвиги (a) и субвертикальные разломы (б); 10 – районы работ в пределах Олюторского хребта (Н – бассейн р. Ничакваям, V – истоки р. Вильейкин, F – мыс Витгенштейна); 11 – контуры берега материка (a), линии постоянных глубин (б); 12 – сдвиги.

На врезке контуром обведен район Олюторского хребта.

тов, автокластических брекчий. Ее возраст по радиоляриям определен как сантонско-кампанский [11]. “Красная” лавовая толща представлена мощной пачкой гематитизированных силлов и лав. Толща сильно дислоцирована – элементы за-

легания многочисленных закалочных зон, а также терригенных пород в осадочных “карманах” этой толщи характеризуются крутыми, практически вертикальными, падениями, незначительно меняющимися в пределах толщи. Возраст толщи

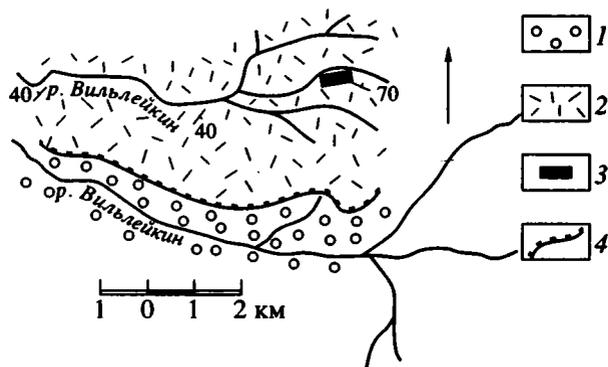


Рис. 2. Положение опробованных участков в геологической структуре истоков р. Вильейкин.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – островодужные толщи вулканогенно-обломочного комплекса (K<sub>2</sub>m-d); 3 – опробованный разрез; 4 – геологические границы.

условно принят как коньякско-сантонский [11]. Взаимоотношения между выделенными толщами тектонические. Палеомагнитные пробы были отобраны в верхней части островодужной толщи (мощность опробованного разреза около 250 м)

из тонкообломочных вулканогенных пород и трех блоков “красной” лавовой толщи из закалочных зон силлов и лавовых потоков.

В районе, расположенном между мысом Витгенштейна и лагуной Аят исследовались флишево-олистостромовые толщи. Структурная схема этого района составлена В.Д. Чеховичем ([13], рис. 4). Во флишево-олистостромовых толщах выделяется два типа разреза. Первый отличается присутствием по флишевым пачкам многочисленных олистолитов кремней, океанических и островодужных базальтов. Наблюдаются первично залегающие потоки океанических базальтов, имеющие горячие контакты с флишевыми пачками [13]. Второй тип разреза представлен трехкомпонентным флишем (песчаники, алевролиты, аргиллиты) без олистолитов. Флишевые толщи обоих типов интенсивно дислоцированы: смяты в изоклинальные складки и кливажированы. Падения кливажа и осевых плоскостей складок устойчиво северо-западные и север-северо-западные. Флишево-олистостромовые толщи по пологим покровам юго-восточной вергентности перекрыты кремнистыми породами и вулканогенными толщами островодужной природы. Взаимоотношения

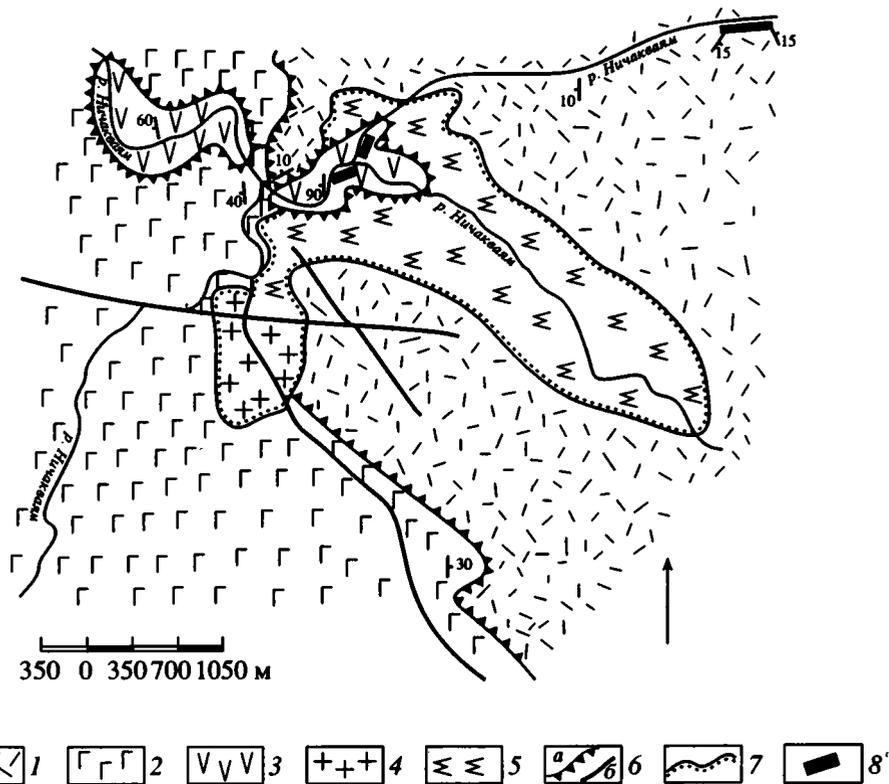


Рис. 3. Положение опробованных участков в геологической структуре района среднего течения р. Ничакваям [14].

1 – островодужные вулканогенно-обломочные породы (K<sub>2</sub>sp-d); 2–3 – океанические толщи; 4 – “черная” лавовая толща (K<sub>2</sub>st-sp) 3 – “красная” лавовая толща (K<sub>2</sub>sp-st); 4 – субвулканическое тело дацитов; 5 – массив расслоенного габбро; 6 – надвиги (а) и субвертикальные разломы (б); 7 – стратиграфические контакты и геологические границы; 8 – места палеомагнитного опробования.

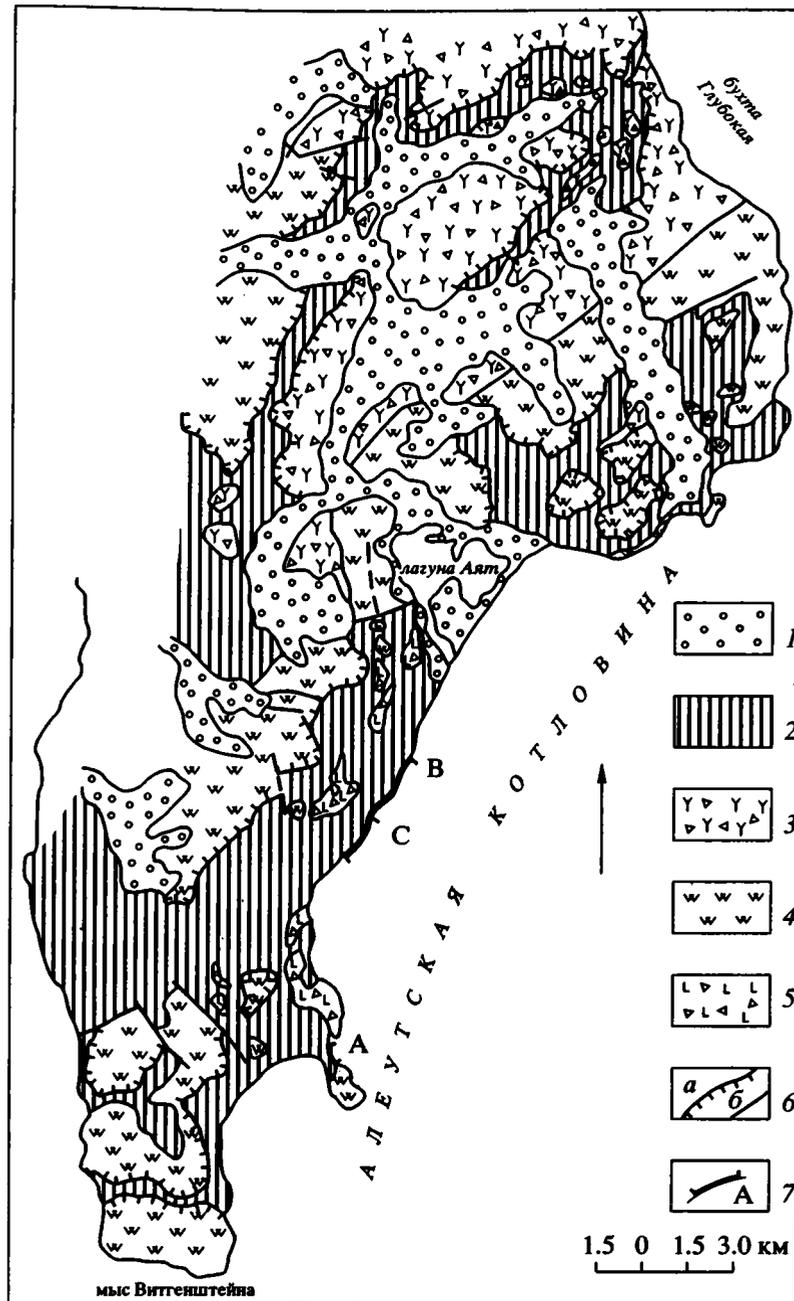


Рис. 4. Положение опробованных участков в структуре м. Витгенштейна [15].

1 – четвертичные отложения; 2 – флишеидная толща с олистостромами; 3–4 – островодужный кремнисто-вулканогенный комплекс: 3 – известково-щелочные вулканиты и вулканические брекчии, 4 – кремнистые породы (K<sub>2</sub>st-sp); 5 – олистолиты и олистоплаки базальтов и гиаокластитов океанического типа; 6 – надвиги (а), субвертикальные разломы (б); 7 – места палеомагнитного опробования, А, В, С – опробованные блоки.

флишевых разрезов первого и второго типа неясны. Из олистолитов кремней, заключенных во флише первого типа имеются многочисленные определения возраста по радиоляриям, сделанные В.С. Вишневской, которые дают датировки от сантонского яруса до маастрихтского. Для терригенной матрицы флишевых разрезов как пер-

вого, так и второго типов имеются датировки по единичным формам наннопланктона, определенные Е.А. Щербининой, как маастрихтско-датские. Для кремнистых пород, перекрывающих по надвигу флишевые толщи, также имеются многочисленные датировки возраста по радиоляриям от сантонского до датского ярусов. Южнее (определения

В.С. Вишневской) в районе, расположенном между лагуной Таман и бассейном р. Таманьям, из пачки окремненных алевролитов и аргиллитов, условно относимых к флишево-олистоостромовому комплексу [2], выделены радиолярии палеоцено-раннего эоцена. Палеомагнитные пробы отбирались в трех наименее дислоцированных тектонических блоках флишево-олистоостромового комплекса (один блок – первый тип разреза, два других блока – второй тип разреза) из тонких песчаников, алевролитов и аргиллитов (рис. 4).

#### МЕТОДЫ ЛАБОРАТОРНОЙ ОБРАБОТКИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ОБРАЗЦОВ

Из каждого образца выпиливалось два-три кубика с ребром 1 или 2 см в зависимости от величины магнитной восприимчивости образца. Каждый кубик подвергался термочистке в интервале температур 20–640°C, верхняя граница которого определялась температурой возникновения магнитных новообразований, искажающих естественную остаточную намагниченность кубика. Для большинства кубиков проводилось 10–12 нагревов с шагом 50°. Термочистка осуществлялась в печи, заключенной в кольца Гельмгольца, позволяющих компенсировать магнитное поле Земли до 4–5 гамм. Измерение величины остаточной намагниченности кубиков проводилось на магнитометре JR-4. По данным термочистки, для каждого кубика строились диаграммы Зийдервельда [22, 29], проводился компонентный анализ намагниченности [22] и анализ распределения выделенных компонент намагниченности на сфере. Для каждого образца по всем кубикам рассчитывались средние направления выделенных компонент намагниченности. Отбраковка отдельных кубиков проводилась в тех случаях, когда построенные для них диаграммы Зийдервельда не позволяли выделить каких-либо компонент (хаотическое распределение направлений намагниченности от нагрева к нагреву, например, из-за сильного влияния новообразований). Отбраковка образцов проводилась, если для них не удавалось рассчитать среднего направления ни для одной компоненты с углом доверия не более 20°. Относительно большая величина  $\alpha_{95}$  выбрана в связи с тем, что для большинства образцов расчеты проводились только по двум кубикам. Направления выделенных компонент анализировались на сфере для каждого тектонического блока отдельно, а также совместно по всем опробованным тектоническим блокам исследованных районов в современной и древней системах координат.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНОЙ ОБРАБОТКИ

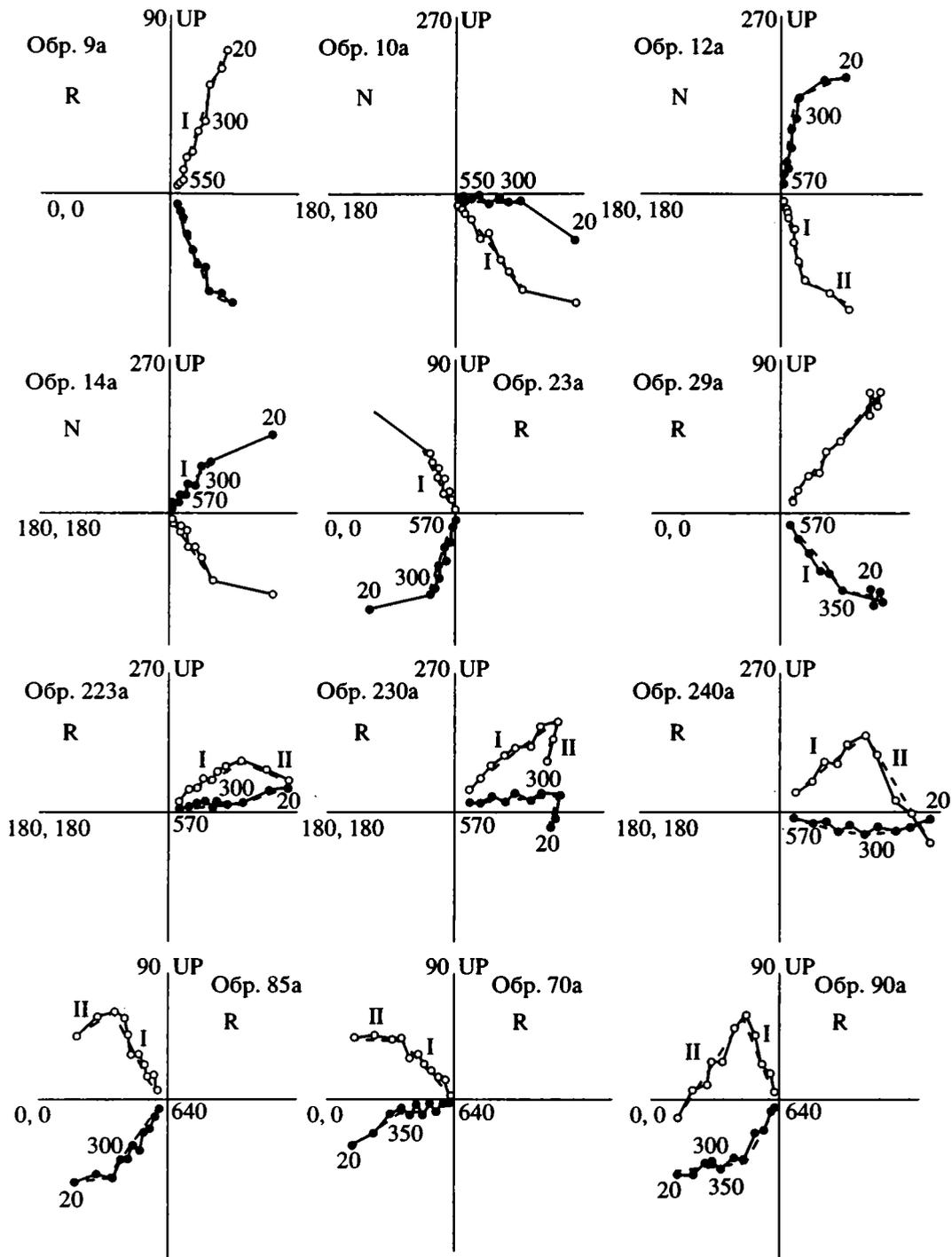
Компонентный анализ намагниченности образцов, отобранных из вулканогенных толщ в районе р. Вильейкин показал, что намагничен-

ность большинства из них характеризуется присутствием одной или двух магнитных компонент (рис. 5, обр. 223–240). Низкотемпературные компоненты, уничтожаемые при нагревах до 300–350°C, направлены в современных координатах по современному магнитному полю района Олюторского хребта. Высокотемпературные компоненты формируют отчетливую группу векторов (табл. 1), среднее направление которой не совпадает с направлением современного магнитного поля.

Намагниченность океанической “красной” силлово-лавовой толщи, исследованной в районе р. Ничакваям, в основном представлена двумя компонентами (рис. 5, обр. 70, 85, 90). Низкотемпературные компоненты ориентированы по направлению современного поля района. Они уничтожаются при нагревах до 250–300°C, только у двух образцов современные компоненты исчезли при нагреве до 500°C. Высокотемпературные компоненты, выделенные во всех трех блоках, образуют группы векторов, статистические характеристики средних направлений которых представлены в табл. 2 и на рис. 6 (направления  $I_{sa}$ ,  $I_{sb}$ ,  $I_{sc}$ ). Эти направления выделяются как в области магнетитового спектра температур, так и в гематитовом интервале (до  $T = 640^\circ\text{C}$ , табл. 2). Направления высокотемпературных компонент намагниченности всех блоков не совпадают с направлением современного магнитного поля района. Тест складки, проведенный методом “сравнения средних” ([1], табл. 2) и методом “выравнивания” [12] (соотношение кучностей в современной и древней системах координат –  $K_c/K_d = 2.1$ ), говорит о значительном преобладании послескладчатой компоненты.

Намагниченность образцов из островодужных толщ района р. Ничакваям характеризуется присутствием одной или двух компонент (рис. 5, обр. 9–29). Высокотемпературные компоненты отчетливо разбиваются на две группы, одна из которых включает компоненты прямой полярности, а другая – обратной (рис. 6, 7, табл. 1, направления  $I_{hR}$ ,  $I_{hN}$ ). Направления низкотемпературных компонент намагниченности либо близки к вектору современного поля района, либо распределены хаотически. Уничтожаются низкотемпературные компоненты при нагревах до 250–300°C независимо от полярности высокотемпературных компонент намагниченности этих образцов.

Распределения средних направлений намагниченности, рассчитанных по высокотемпературным компонентам как для островодужных, так и для океанических толщ, показывают, что направление  $I_{hR}$  обратной полярности для островодужных толщ совпадает с послескладчатым направлением намагниченности океанической “красной” лавовой толщи (рис. 6). Тем не менее, формирование направления  $I_{hR}$  вряд ли может быть связано



**Рис. 5.** Диаграммы Зийдервельда для пород из островодужных (обр. 9–29 бассейна р. Ничакваям, обр. 223–240 истоки р. Вильейкин) и океанических (обр. 85–90, “красная” лавовая толща бассейна р. Ничакваям) толщ. Диаграммы представлены в современной системе координат; залитые кружки – проекции направлений намагниченности в хz плоскости; открытые кружки – в хy плоскости; пунктиром показаны выделенные компоненты намагниченности; R, N – полярность высокотемпературной компоненты; I, II – номера выделенных компонент (табл. 1 и 2).

с процессами, приведшими к перемагничиванию океанических толщ, так как их послескладчатая намагниченность связана с гематитом, а в островодужных толщах намагниченность не сохраняется выше точки Кюри магнетита.

Среди образцов из островодужных толщ не обнаружено ни одного, намагниченность которого включала бы одновременно обе высокотемпературные компоненты – IhR и IhN (имеется в виду в интервале выше хотя бы 300°C), присутствует

Таблица 1. Палеомагнитные данные по породам островодужного комплекса

$N_1/N_0$		Современная система координат				Древняя система координат			
		D	I	K	$\alpha_{95}$	D	I	K	$\alpha_{95}$
Истоки р. Вильейкин (v)									
Iv	17/15	9	-44	13	10	222	-72	12	10
IIv	17/5	354	64	12	18	5	-2	11	19
Бассейн р. Ничакваем (h)									
Ih	28/22	80.4	78	15	8	80	66.5	13.6	8
IhR	28/8	278	-65	19	11	272	-56	28	9
IhN	28/14	38	84	18	9	66	72	13	10
IIh	28/6	244	83	5	25	54	84	7	22
Средние по всем разрезам (v, h)									
Ih, Iv	37	164	72	6	9	67	70	12	6
IhN, Iv	29	184	68	6	10	54	72	13	7
Тест складки (сравнение средних направлений)									
IhR, IhN		$f_2 = 0.3528$				$f_2 = 0.2184$		$f^{KP} = 0.2334$	
Iv, Ih		$f_2 = 1.24$				$f_2 = 0.095$		$f^{KP} = 0.116$	
IhN, Iv		$f_2 = 1.14$				$f_2 = 0.0255$		$f^{KP} = 0.117$	

Примечания к табл. 1: I, II – высокотемпературная и низкотемпературная компоненты соответственно; N, R – прямая и обратная полярности; v, h – индекс толщ;  $N_1/N_0$  – соотношение количества образцов, отобранных из обнажений и используемых в расчетах; D – склонение, I – наклонение, K – кучность,  $\alpha_{95}$  – радиус круга доверия;  $f$ ,  $f^{KP}$  – рассчитанные и критические значения распределения Фишера [1].

Таблица 2. Палеомагнитные данные по породам океанического комплекса

$N_1/N_0$		Современная система координат				Древняя система координат			
		D	I	K	$\alpha_{95}$	D	I	K	$\alpha_{95}$
Океаническая “красная” лавовая толща (s) р. Ничакваем									
Isa	20/19	322	-55	31	6	80	-35	15	8
Isb	4/4	333	-52	14	18	70	-13	14	18
Isc	6/6	305	-66	17	14	117	-34	17	14
Средние по всем блокам (a, b, c)									
Is	30/29	321	-57	22	5.5	86	-33	10	8
Isg	30/27	306	-60	11	8	97	-35	7	10
IIs	30/15	353	66	16	9	313	-8	16	9
Тест складки (сравнение средних направлений)									
Isa, Isb, Isc		$f_3 = 2.06$				$f_3 = 7.06$		$f_{(4, 52, 0.05)}^{KP} = 2.35$	
Isa + Isb, Isc		$f_2 = 0.087$				$f_2 = 0.337$		$f^{KP} = 0.117$	
Is, Isg		$f_2 = 0.038$				$f_2 = 0.025$		$f^{KP} = 0.057$	

Примечания к табл. 2: I, II – высокотемпературная и низкотемпературная компоненты соответственно; s – индекс толщи; a, b, c – индексы блоков; Isg – направление намагниченности, рассчитанное по отрезкам диаграмм Зейдверльда в гематитовом интервале температур (580–640°C); остальные обозначения см. табл. 1.

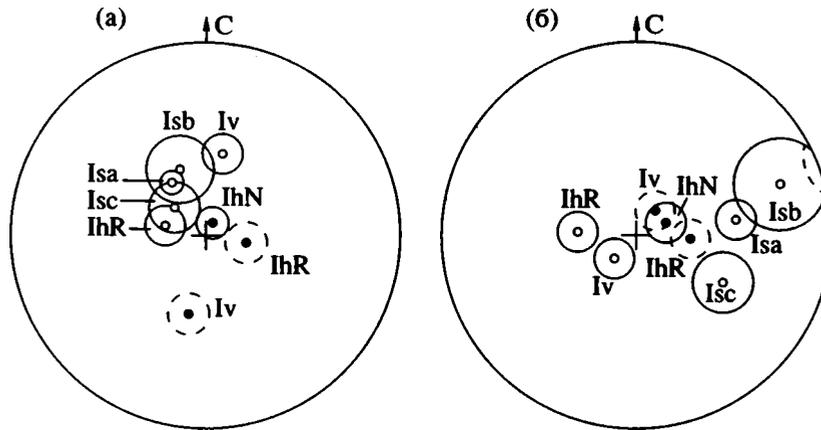


Рис. 6. Стереогаммы распределений средних направлений намагниченности островодужных и океанических толщ с кругами доверия: а – современная система координат, б – древняя система координат. Залитые кружки – направления прямой полярности, открытые кружки – обратной; пунктиром показаны направления намагниченности, переведенные из обратной полярности в прямую; индексы объяснены в табл. 1 и 2.

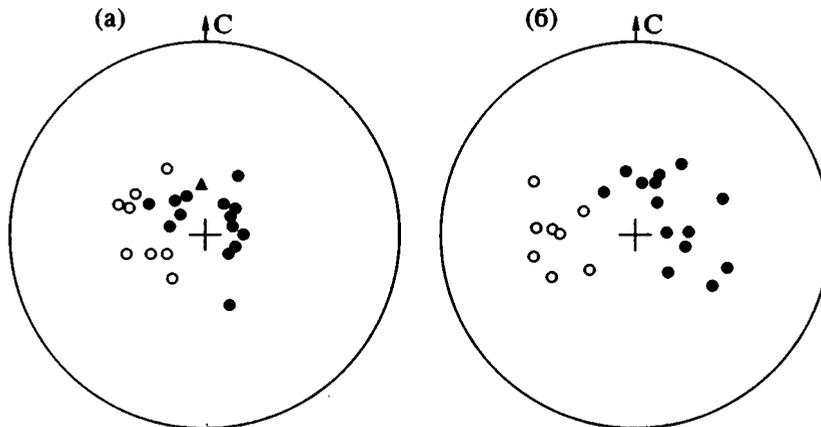


Рис. 7. Стереогаммы распределений высокотемпературных компонент намагниченности в породах из островодужных толщ бассейна р. Ничакваям: а – современная система координат, б – древняя система координат. Залитые кружки – прямая полярность; открытые кружки – обратная полярность; треугольник – направление современного магнитного поля района.

либо одна, либо другая компонента. Следовательно, маловероятно, что эти компоненты разновозрастны и “наложены” одна на другую в результате перемангничивания.

Микрондовые исследования многочисленных магнитных зерен из островодужных образцов бассейнов р. Ничакваям и р. Вильейкин (изучались образцы с высокотемпературными компонентами намагниченности как прямой, так и обратной полярности) показали, что в образцах присутствуют титаномагнетиты с содержанием  $TiO_2$  от 13% до 3%, а зерна магнетита единичны (рассматривались зерна до 3 микрон). Такое соотношение зерен титаномагнетитов и магнетитов типично для первичных распределений этих минералов в магматических породах островных луг [15, 25]. Следовательно, исследованные островодужные толщи не перемангничены в результате

формирования вторичного магнетита. Зерна титаномагнетитов однородны по строению, видимых признаков магнитного распада не наблюдалось, тем не менее нельзя исключать, что магнитный распад титаномагнетитов тонкий и не фиксируется зондом. Химические составы титаномагнетитов также однородны в пределах отдельных зерен.

Тест обращения, проведенный методом “сравнения средних” направлений IhR и IhN для островодужных толщ р. Ничакваям, показал, что средние направления при переводе их в прямую полярность статистически равны в древней системе координат и не равны в современной (табл. 1).

Тест складки, проведенный тем же методом “сравнения средних”, с использованием направления Iv, полученного по разновозрастным островодужным толщам р. Вильейкин, положителен в

древней системе координат и отрицателен в современной системе координат (рис. 6, табл. 1), откуда следует, что выделенные направления, вероятно, доскладчатые. Отметим, что для центральной части Олюторского хребта предполагается эоценовый возраст складчатости.

Таким образом, положительные результаты теста складки и теста обращения, данные микрозондовых исследований позволяют рассматривать направления  $IhR$  и  $IhN$  как разновозрастные в пределах оценки возраста толщ направления различной полярности (рис. 7, табл. 1), а все высокотемпературные компоненты намагниченности островодужных толщ как доскладчатые и, возможно, близкие к первичным.

Компонентный анализ, проведенный для образцов из флишoidных толщ в районе мыса Витгенштейна и бухты Аят, показал, что намагниченность этих толщ очень сложна. На диаграммах Зийдервельда фиксируется одно-, двух- и трехкомпонентная намагниченность (рис. 8, обр. 150–154 блок В, обр. 161–165 блок С, обр. 209–221 блок А). Выделенные компоненты в опробованных тектонических блоках формируют по две относительно отчетливых группы векторов прямой полярности в современной системе координат (направления с цифрами II и III; рис. 9, 10; табл. 3). Причем намагниченность некоторых образцов состоит из двух компонент, одна из которых попадает в одну группу, вторая – в другую, намагниченность других образцов представлена только одной компонентой, попадающей либо в одну, либо в другую группу. Среднее направление векторов группы III во всех блоках совпадает с направлением современного поля района, среднее направление векторов группы II отличается от него. Необходимо отметить, что компоненты группы III наиболее низкотемпературные, а формирующие группу II – более высокотемпературные.

В блоке А (первый тип разреза) удалось выделить третью группу векторов намагниченности – обратной полярности (направление IA, табл. 3). Оно рассчитано по самым высокотемпературным точкам диаграмм Зийдервельда, не стремящимся в начало координат (рис. 8, обр. 211а), и самым высокотемпературным компонентам, выделенным на некоторых двух- и трехкомпонентных диаграммах Зийдервельда, стремящимся в начало координат (рис. 8, обр. 209б, 213б, 214а, 221а). В расчетах использовались только те направления, которые дают удовлетворительную сходимость по двум кубикам ( $\alpha_{95} < 20^\circ$ ).

Тест складки, проведенный методом “сравнения средних” для направлений II и III по всем блокам, отчетливо показывает, что оба направления послескладчатые (табл. 3, рис. 9).

Для направления IA провести в пределах флишoidного комплекса какие-либо тесты не пред-

ставляется возможным, так как оно рассчитано только по одному блоку с незначительными изменениями элементов залегания слоев в его пределах. Тем не менее, факты, что это направление самое высокотемпературное, резко отличается от вектора современного поля района в современной системе координат, близко по направлению к направлениям намагниченности, полученным для разновозрастных островодужных комплексов бассейнов рек Вильейкин и Ниакаваям, в древней системе координат и отлично в современной, позволяют рассмотреть гипотетический вариант, предполагающий, что это направление самое древнее и, возможно, доскладчатое.

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

1. Палеоширота формирования кампанско-мастрихтских островодужных комплексов Олюторского хребта (Олюторско-Карагинской островной дуги [6]), рассчитанная по среднему направлению выделенной намагниченности, определяется интервалом  $45^\circ$ – $53^\circ$ – $63^\circ$  с.ш. (минимальное-, среднее- и максимальное значения). Эти данные хорошо увязываются с результатами палеомагнитных исследований поздне меловых островодужных толщ других районов Олюторской зоны [4, 5, 6, 9]. Палеоширота формирования флишoidных толщ первого типа, если принять гипотезу о том, что направление IA доскладчатое, из-за большого угла доверия более неопределенна –  $35^\circ$ – $47^\circ$ – $63^\circ$  с.ш.

2. Сравнение палеоширот, полученных для островодужных комплексов центральной части Олюторского хребта, с “ожидаемыми” палеоширотами, т.е. палеоширотами, рассчитанными для координат данного района из меловых и палеоэоценовых магнитных полюсов Евразии и Северной Америки, показало, что в конце меланачале палеогена невозможно совмещение островодужных комплексов ни с Евразией, ни с Северной Америкой. Расчеты проводились методом М. Бекка с учетом поправки Н. Демареста [16, 18]. Для Евразийского материка  $F = 13$ ,  $\Delta F = 7.5$  (по поздне меловому полюсу, [28]) и  $F = 12.6$ ,  $\Delta F = 5.3$  (по палеоэоцен-эоценовому полюсу [28]), а для Северо-Американского материка  $F = 11$ ,  $\Delta F = 5.7$  (по поздне меловому полюсу [28]) и  $F = 10.5$ ,  $\Delta F = 5.6$  (по палеоэоцен-эоценовому полюсу, [28]). Значимое широтное расстояние между Олюторско-Карагинской островной дугой и Евразийским и Североамериканским материками в позднем мелу-раннем палеоэоцене ориентировочно оценивается как 500 и 700 км, соответственно. Расстояние между дугой и этими материками, рассчитанное по средним палеоширотам, – 2000 и 2200 км соответственно.

Сравнение палеоширот, рассчитанных для островодужных комплексов Олюторского хребта, с палеоширотами, имеющимися для поздне меловых

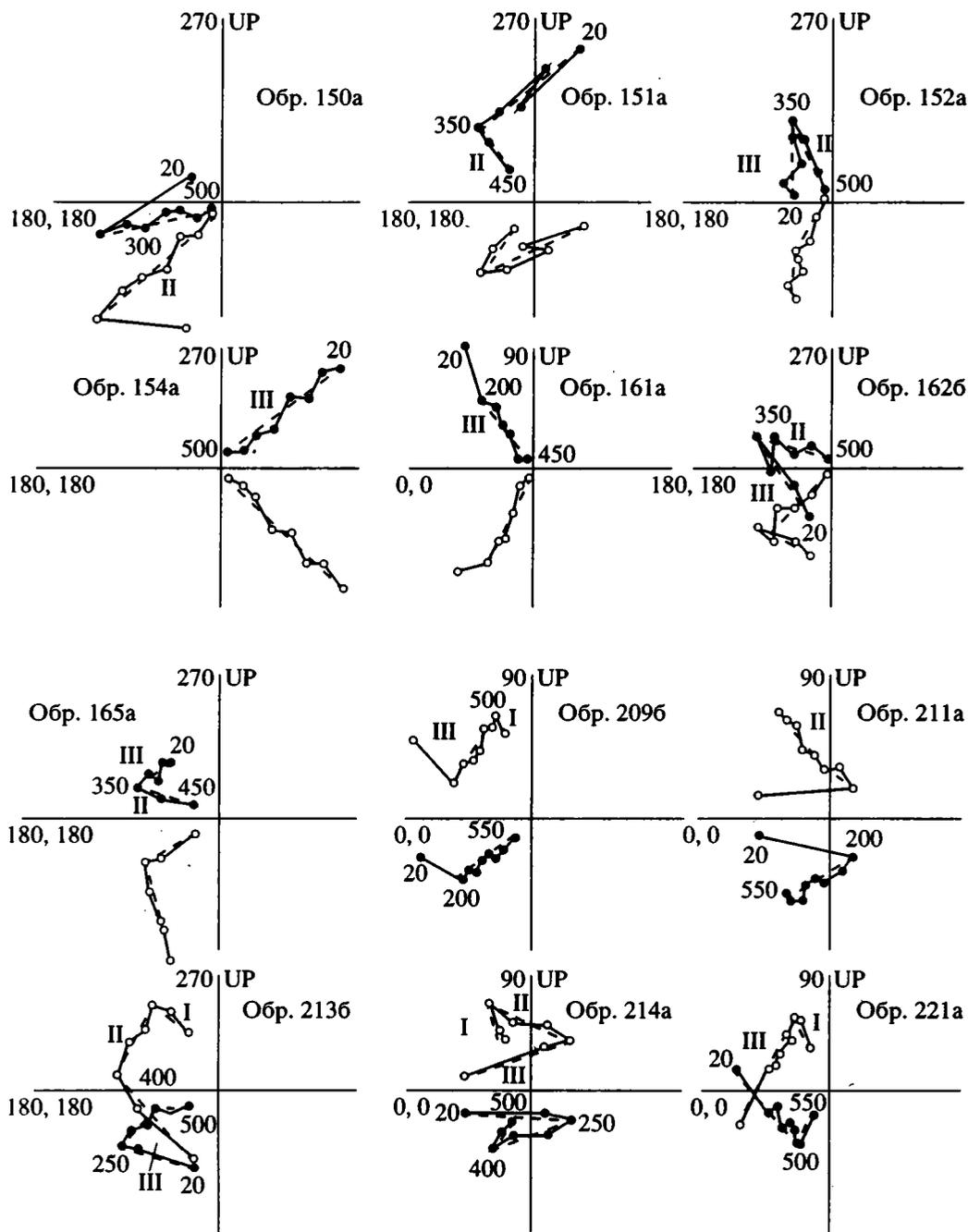


Рис. 8. Диаграммы Зийдervельда для пород из флишево-олистоострового комплекса (обр. 150–154, блок В; обр. 161–165, блок С; обр. 209–221, блок А). Диаграммы представлены в современной системе координат; залитые кружки – проекция направления намагниченности в  $xy$  плоскости; открытые кружки – в  $xz$  плоскости; пунктиром показаны выделенные компоненты намагниченности. I, II, III – номера выделенных компонент (табл. 3).

молассоидных комплексов Корякии,  $64^{\circ}$ – $76^{\circ}$ – $90^{\circ}$  с.ш. [19] и Аляски,  $59^{\circ}$ – $67^{\circ}$ – $76^{\circ}$  с.ш. [27], также показывает значительную удаленность Олюторско-Карагинской островной дуги от центральной Корякии и от Аляски в позднем мелу и раннем палеоцене.

3. Островодужные толщи центральной части Олюторского хребта развернуты вокруг верти-

кальной оси по часовой стрелке на  $60^{\circ}$ – $100^{\circ}$  относительно меридиана. Значимые развороты относительно Северной Америки и Евразии, рассчитанные методом М. Бекка с использованием позднемеловых и палеоцен-эоценовых полюсов для этих материков соответственно  $37^{\circ}$ – $39^{\circ}$  ( $R = 59^{\circ}$ ,  $\Delta R = 22^{\circ}$  по позднемеловому полюсу [28] и  $R = 60^{\circ}$ ,  $\Delta R = 20^{\circ}$  по палеоцен-эоценовому полюсу [28]) и

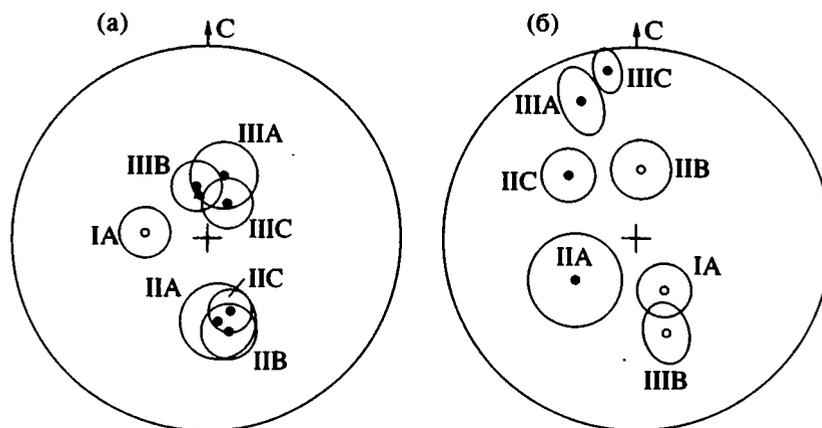


Рис. 9. Стереогаммы распределений средних направлений намагниченности с кругами доверия по породам из флишево-олистостромовой толщи: а – современная система координат, б – древняя система координат. Объяснение см. табл. 3.

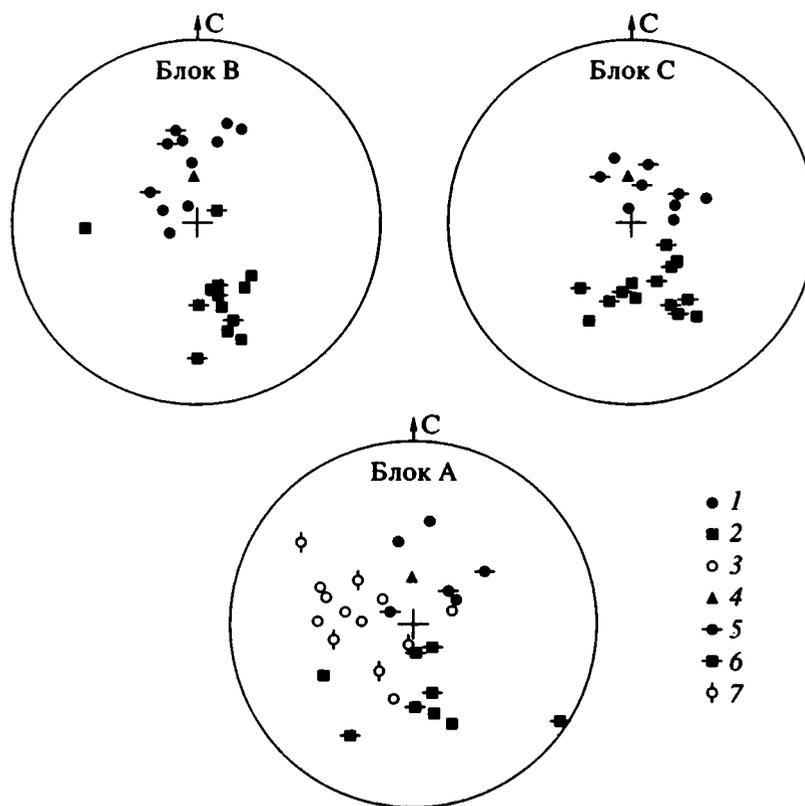


Рис. 10. Стереогаммы распределений компонент намагниченности, выделенных в породах из трех блоков флишево-олистостромового комплекса. 1 – компонента III, 2 – компонента II, 3 – компонента I (см. табл. 3), 4 – направление современного поля района Олюторского хребта. Перечеркнутые залитые кружки и квадраты – единственные компоненты в намагниченности образца, перечеркнутые открытые кружки – компоненты, выделенные по самым высокотемпературным отрезкам диаграмм Зейдervельда, стремящихся в начало координат, неперечеркнутые – рассчитаны по одной самой высокотемпературной точке диаграмм Зейдervельда.

34°–50° ( $R = 77^\circ$ ,  $\Delta R = 43^\circ$  по позднемеловому полюсу [28],  $R = 71^\circ$ ,  $\Delta R = 20^\circ$  по палеоцен-эоценовому полюсу [28]). Разворот по крайней мере Ничакваямских островодужных толщ не связан с деформациями при формировании покровно-

складчатой структуры Олюторского хребта, т.к. эти толщ практически недеформированы.

4. Океанические толщ, обнаженные в районе р. Ничакваям, претерпели как минимум два этапа деформаций. Первый этап произошел до форми-

Таблица 3. Палеомагнитные данные по породам флишевого комплекса

$N_1/N_0$	Современная система координат				Древняя система координат				
	D	I	K	$\alpha_{95}$	D	I	K	$\alpha_{95}$	
Блок А (I тип флиша)									
IA 19/13	280	-64	10	12	157	-65	12	11	
IIA 19/9	176	55	7	18	238	57	4	22	
IIIA 19/6	19	64	14	15	339	26	11	17	
После разворота на 40° с севера на юг									
IARt	219	-48	10	12					
После выпрямления по пересчитанным элементам залегания									
IAAN	219	-48	10	12	169	-65	12	11	
Блок В (II тип флиша)									
IVB 17/11	171	50	11	12	5	-62	8	14	
IVB 17/11	355	68	13	12	165	-46	13	12	
Блок С (II тип флиша)									
IVC 22/14	167	57	19	8	312	51	11	11	
IVC 22/9	36	73	21	10	350	15	12	13	
Средние по всем блокам (А, В, С)									
IIA, B, C 34	171	54	12	7	311	32	2	19	
IIIA, B, C 26	14	70	14	7	348	-26	1	24	
Тест складки (сравнение средних направлений)									
IIA, B, C	$f_3 = 0.361$			$f_3 = 40.3$			$f_{(4, 62, 0.05)}^{KP} = 2.35$		
IIIA, B, C	$f_3 = 1.41$			$f_3 = 68.1$			$f_{(4, 46, 0.05)}^{KP} = 2.35$		

Примечания к табл. 3: А, В, С – индекс блока; IARt – направление IA, пересчитанное для положения структуры флишево-олисто-стромового комплекса, развернутой с севера на юг на 40°; IAAN – направление IA, приведенное в ДСК по элементам залегания слоев блока А для развернутого с севера на юг на 40° положения структуры флишево-олисто-стромового комплекса. Остальные обозначения см. в табл. 1.

рования выделенной послескладчатой компоненты, второй – после ее формирования приведший к ее отклонению от направления поля Земли, по которому произошло перемагничивание толщи (рис. 6). Поскольку и склонения послескладчатой намагниченности океанической толщи и склонения доскладчатой намагниченности островодужных толщ значительно смещены относительно меридиана по часовой стрелке (рис. 6), то возможно предположение, что и океанические, и островодужные толщи были развернуты вокруг вертикальной оси в результате действия единого тектонического процесса.

5. В табл. 4 приведены величины “ожидаемых” склонений для Евразии и Северной Америки, пересчитанные из меловых и третичных палеомагнитных полюсов для этих материков для координат Олюторского хребта [16, 28]. Очевидно, что максимальный поворот Евразии по часовой стрелке с мелового периода по настоящее время составляет только 15° (вращение произошло в период с олигоценного по плиоценовое время), а Северная Америка в тот же интервал времени незначительно вращалась против часовой стрелки. Следовательно, рассчитанные величины разворотов блоков Олюторского хребта по часовой стрелке не могут быть объяснены вращением

вместе с материками после коллизии островной дуги с ними.

Разворот блоков вряд ли возможен и в связи с предполагаемым кайнозойским спредингом северо-западного направления в Алеутской впадине [17], т.к. величина его сдвиговой составляющей относительно континентальной окраины очень невелика, а направление таково, что могло привести только к развороту блоков против часовой стрелки (рис. 11, 12).

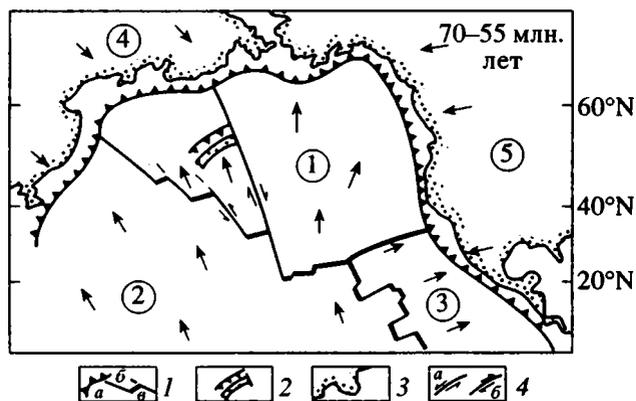
Более приемлемой представляется гипотеза, предполагающая, что разворот блоков Олюторского хребта связан с правосторонним смещением Олюторско-Карагинской островной дуги вдоль ограничивающего ее с востока трансформного разлома, протягивающегося субмеридионально по хр. Ширшова (рис. 11). Наиболее вероятным временем перемещения представляется палеоцен, т.к. именно в течение этого периода и плиты Кула и Тихоокеанская плита смещались с юга на север [20, 23], а вероятно, с начала эоцена исследуемые районы были отсечены от Тихоокеанских плит Алеутской дугой и Протокомандорским сдвигом [5] (рис. 12). Предложение об отсечении Олюторско-Карагинской островной дуги от Тихоокеанских плит основывается на таких фактах как присутствие океанических базальтов

**Таблица 4.** “Ожидаемые” векторы намагниченности, рассчитанные для района Олюторского хребта по меловым и кайнозойским полюсам Евразии и Северной Америки

Возраст	Палеоширота	D	I	$\alpha_{95}$
Евразия				
K <sub>2</sub>	74.8	349	82	6.8
P <sub>1</sub> -P <sub>2</sub>	74	355	82	1.6
P <sub>3</sub>	72.5	340	81	7.4
N <sub>1</sub>	70	355	79.5	3.7
N <sub>2</sub>	67	355.5	78	1.6
Северная Америка				
65 млн. лет	72.5	7.6	81	3.1
K <sub>2</sub>	75.8	16	83	4
P <sub>1</sub> -P <sub>2</sub>	70	4.5	79	2.6
P <sub>3</sub>	66.4	359	77	2.2
N <sub>1</sub>	64	357	76	2.2
N <sub>2</sub>	62.3	1	75.3	1.7

с горячими контактами в среднеэоценовом флише о. Карагинского [7, 14]. Следовательно, уже в среднем эоцене в Командорской котловине существовал задуговой спрединг. Направление спрединга в хребте Кула также изменилось на границе палеоцена и эоцена на северо-западное [23], что и привело к отсечению Олюторско-Карагинской дуги от Тихоокеанских плит.

6. Выделение двух послескладчатых компонент во всех опробованных блоках флишево-олисто-



**Рис. 11.** Гипотетическая реконструкция смещения Олюторско-Карагинской островной дуги в маастрихте-палеоцене.

1 - границы плит: а - субдукционные, б - трансформные, в - спрединговые; 2 - Олюторско-Карагинская островная дуга; 3 - контуры материков; 4 - направления смещения по трансформным разломам: а - левостороннее, б - правостороннее.

Цифрами на схеме обозначены: 1 - плита Кула, 2 - Тихоокеанская плита, 3 - плита Фараллон, 4 - Евразийская плита, 5 - Североамериканская плита. Стрелками показаны направления перемещения плит. Кинематические данные заимствованы из [22, 24].

стромовых толщ района мыса Витгенштейна-лагуны Аят показывает, что исследованные флишевые толщи претерпели как минимум два этапа деформаций. На первом этапе сформировалась изоклиально-складчатая структура флиша, на втором уже деформированные толщи были опрокинуты примерно на 40° (значимое угловое расстояние между послескладчатыми направлениями) с юга на север (рис. 13). Разворот структуры в обратную сторону, с севера на юг, до совмещения второй послескладчатой компоненты с направлением современного магнитного поля Земли в данном районе дает вергентность структуры до этого этапа деформаций. На рис. 13 показано положение нормалей к некоторым замеренным осевым плоскостям изоклиальных складок и плоскостям кливажа до и после разворота структуры. Очевидно, что вергентность структуры до последнего этапа деформаций была более восточной.

7. Опрокидывание структуры с юга на север могло быть связано с тектоническими движениями со стороны Алеутской впадины Берингова моря. Этот вывод подтверждает предположение А.К. Cooper, M.S. Marlow, D.W. Scholl, A.J. Stevenson о возможном задуговом спрединге в пределах Алеутской котловины в палеоцене [17]. Деформации в северном направлении наблюдались и в более северных районах западного обрамления Алеутской впадины [10].

8. Так как Островодужные и океанические блоки центральной части Олюторского хребта развернуты по часовой стрелке, а склонения обеих послескладчатых компонент, выделенных во флишево-олистостромовом комплексе, совпадают с меридианом, то формирование обеих этих компонент и, следовательно, опрокидывание структуры флиша на север произошло после разворотов океанических и островодужных блоков, вероятно, после палеоцена. Это предположение подтверждается присутствием эоценовых флишеидных толщ в покровной структуре Олюторского хребта (бухта Таман). Направление деформаций флишево-олистостромовых толщ первого этапа (восточная и восток-северо-восточная вергентность) совпадает с направлением деформаций толщ центральной части Олюторского хребта. Скорее всего, деформации произошли в первой половине эоцена, т.к. верхний возрастной предел формирования покровно-складчатой структуры хребта - 45 млн. лет [21]. Это устанавливается по возрасту интрузивных магматических пород Мачевнинского массива, прорывающего покровно-складчатые толщи хребта. Этап шарьирования, приведший к формированию покровной структуры Олюторского хребта, коррелируется с этапом формирования Корьякской системы покровов северо-восточнее Олюторского хребта [8, 10]. По-видимому, он может быть связан с тектониче-

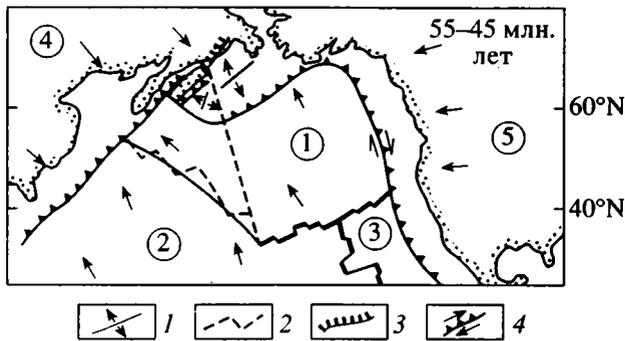


Рис. 12. Реконструкция положения Олюторско-Карагинской островной дуги в эоцене.

1 – направления спрединга; 2 – положения границ литосферных плит Тихого океана до изменения направления спрединга в хребте Кула; 3 – вергентность покровно-складчатых структур; 4 – зоны субдукции со сдвиговой компонентой субдуцируемых плит. Остальные обозначения см. рис. 11.

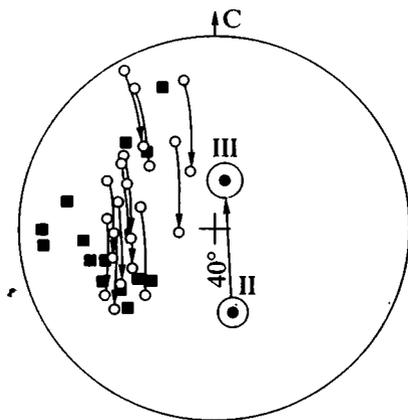


Рис. 13. Стереодиаграмма распределений нормалей к плоскостям кливажа и осевым плоскостям складок (кружки) до и после (указано стрелками) вращения структуры флишево-олистоостровного комплекса на  $40^\circ$  с севера на юг. Залитые квадраты – направления падения этих плоскостей после вращения структуры.

скими напряжениями перед заложением Алеутской зоны субдукции [24, 26] или с крупным этапом задугового спрединга в Алеутской котловине. Второй этап опрокидывания некоторых фрагментов складчатой структуры Восточного побережья Олюторского хребта с большой вероятностью связан с новым этапом спрединга в Алеутской впадине (рис. 12).

## ВЫВОДЫ

1. Палеоширота формирования кампанско-маастрихтских островодужных комплексов Олюторского хребта определяется интервалом –

$45^\circ$ – $53^\circ$ – $63^\circ$  с.ш. (минимальное-, среднее-, максимальное значения).

2. В конце мела-начале палеогена невозможно совмещение исследованных островодужных комплексов ни с Евразией, ни с Северной Америкой.

3. Океанические толщи, обнаженные в районе р. Ничакваям, претерпели как минимум два этапа деформаций.

4. Исследованные островодужные и океанические толщи развернуты вокруг вертикальной оси по часовой стрелки на  $60^\circ$ – $110^\circ$  относительно меридиана. Значимые развороты относительно Северной Америки и Евразии, соответственно,  $37^\circ$ – $39^\circ$  и  $34^\circ$ – $50^\circ$ . Предполагается, что разворот исследованных толщ не связан с деформациями при формировании покровно-складчатой структуры Олюторского хребта, а является следствием движений по субмеридиональному трансформному разлому в течение палеоцена.

5. Флишевые толщи в районе мыса Витгенштейна-лагуны Аят, вероятно, претерпели два этапа деформаций. На первом этапе была сформирована изоклинально-складчатая структура флиша восточной вергентности, на втором этапе (по-видимому, после палеоцена) вся эта структура была опрокинута на  $40^\circ$  с юга на север. Такое опрокидывание могло быть связано с тектоническими движениями со стороны Алеутской впадины.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект №94-05-17300) и фонда “Надежда”.

Автор благодарит сотрудников геофизической обсерватории “Борок” за предоставление аппаратуры для палеомагнитных исследований, М.И. Ильина за помощь в проведении микрозондовых исследований, члена-корреспондента РАН Н.А. Богданова, д.г.-м.н. В.Д. Чеховича и других сотрудников отдела океанической коры ИЛСАН за конструктивное обсуждение материала.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
2. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кекежинская П.К., Сухов А.Н., Федорчук А.В. Геология юга Корякского нагорья. Москва: Наука, 1987. 168 с.
3. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
4. Коваленко Д.В. Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны и острова Карагинский и тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. № 2. С. 92–101.
5. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ва Ильпинский (геологическая интерпретация) // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78–95.

6. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ва Ильпинский (физические основы метода) // Физика Земли. 1993. № 5. С. 72–80.
7. Кравченко-Бережной И.Р. Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1989. 15 с.
8. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1992. С. 136–188.
9. Савостин Л.А., Хейфец А.Н. Палеомагнетизм маастрихт-нижнепалеоценовых островодужных образований Олюторской зоны (южная Корякия) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 127–140.
10. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Камчатского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
11. Федорчук А.В. Геология кремнисто-вулканогенных образований Олюторского хребта: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: изд-ние ИЛСАН, 1985. 159 с.
12. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский В.В., Гуревич Е.М. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 230 с.
13. Чехович В.Д. Геология и геодинамические обстановки формирования складчатого обрамления малых океанических бассейнов: Автореф. дисс. док. геол.-мин. наук. М.: изд-ние ИЛСАН, 1989. 41 с.
14. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман С.М. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 215 с.
15. Arcuius R.J., Wills K.J.A. The petrology of Plutonic Blocks and Inclusions from Lesser Antilles Island Arc // J. Petrol. 1980. V. 21. Pt. 4. P. 743–799.
16. Beck M.E. Jr. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of Northern America // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 7115–7131.
17. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W., Stevenson A.J. Evidence for cenozoic crustal extension in the Bering sea region // Tectonics. 1992. V. 11. № 4. P. 719–731.
18. Demarest H.H. Jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 4321–4328.
19. Didenko A.N., Harbert W., Stavskiy A.W. Paleomagnetism of Khatyrka and Maynitsky syperterrains, Koryakia // Tectonophysics. 1993. V. 220. № 9. P. 141–155.
20. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.C. Relative motions between oceanic plates of the Pacific Basin // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 291–310.
21. Kepezhinskas P.K., Reuber I., Tanaka H., Miyashita S. Zoned Cole-Alkaline Plutons in Northeastern Kamchatka, Russia: Implications for the Crustal Growth in Magmatic Ares. // Mineralogy and Petrology. 1993. 49. P. 147–174.
22. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. 62, 699–718.
23. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications // Geol. Soc. Amer. Bul. 1988. V. 100. № 5. P. 733–754.
24. Rubenstone J.L. Geology and geochemistry of early submarine volcanic rocks of the Aleutian island and their bearing on the development of the Aleutian island arc. (Ph. D. thesis), Cornell University, Ithaca N.Y., 1984. 350 p.
25. Scarfe C.M., Toshitsugu F. Petrology of crystal clots in the pumice of mount St. Helen's March 19, 1982 eruptions: Significant role of Fe-Ti oxide crystallization // J. Volcanol. geotherm. Res. 1987. V. 34. № 1/2. P. 1–14.
26. Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J. Terrane accretion, production, and continental growth: A perspective based on the origin and tectonic fate of the Aleutian-Bering sea region // Geology. 1986. V. 14. № 1. P. 43–47.
27. Stone D.B. Paleogeography and rotations of Arctic Alaska – an unresolved problem / C. Kissel and E. Laj (eds), Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation. 1989. P. 343–364, by Kluwer Academic Publishers.
28. Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P. et al. Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to Pamirs since the Triassic // Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 37–82.
29. Zijderveld J.D.A. AC Demagnetization in rock: analysis of results // Methods in paleomagnetism. eds P.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn. Elsevier, New York, 1967. P. 254–286.

Рецензенты: М.Л. Баженов, С.В. Соколов

## Paleomagnetism and Kinematics of Central Olyutorsky Range, Koryak Highland

D. V. Kovalenko

New paleomagnetic data for the Olyutorsky Range, Koryak Highland, were obtained. The paleolatitudes, calculated for the Late Cretaceous island-arc complexes, fall approximately into an interval near 50°N. The island-arc complexes studied cannot be properly aligned with either Eurasia, or North America at a time close to the Cretaceous–Paleogene boundary. The island-arc and oceanic strata turned around 60–110° clockwise about the vertical axis with reference to the meridian. The rotation was assumed to be related to the right-lateral movement of the island arc on a north–south transform fault during the Paleogene. Two deformation stages were revealed for the central Olyutorsky Range and flysch complexes in its eastern part. The latter were deformed under post-Paleocene tectonic stresses applied from the Aleutian basin.

ФЕДЕРАЛЬНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ПОЧТОВОЙ СВЯЗИ ПРИ МИНИСТЕРСТВЕ СВЯЗИ РОССИИ

# КАТАЛОГ '96

газеты, журналы,  
книги, учебники

## УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Журналы Российской академии наук можно выписать в любом почтовом отделении России по сводному Каталогу Федерального управления почтовой связи ("ФУПС"). Академические журналы объявлены в этом каталоге в разделе "АРЗИ".

## Обращаем Ваше внимание!

Подписку можно оформить и непосредственно в редакции журнала с любого очередного номера. Это избавит Вас от значительной части расходов: цены редакционной подписки существенно ниже! К тому же вышедший номер Вы сможете получить в редакции сразу после выхода его из печати.

*Пользуйтесь предоставленной Вам возможностью льготной подписки!*

**КНИГА =  
СЕРВИС**

Агентство "Книга-Сервис"

**АРЗИ**  
Агентство по распространению  
зарубежных изданий

**АРГУМЕНТЫ  
И ФАКТЫ**

группа  
**СЕР ДНЯ**

Издательство "Дрофа"

**АФР**

Агентство Подписки и Раздачи

**АРПИ**

Агентство  
по распространению печат.  
издательства "Известия"

**УГОДИЕ**

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

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

Генетика  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника  
Геохимия  
Доклады РАН

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

*Acoustical Physics*  
*Solar System Research*  
*Astronomy Reports*  
*Russian Journal of Marine Biology*  
*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*  
*Journal of Ichthyology*  
*Polymer Science. Series A*  
*Polymer Science. Series B*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geology of Ore Deposits*  
*Geotectonics*  
*Geochemistry International*  
*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Physics-Doklady*  
*Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections*  
*Journal of Analytical Chemistry*  
*Russian Journal of Inorganic Chemistry*  
*Russian Journal of General Chemistry*  
*Russian Journal of Organic Chemistry*  
*Russian Journal of Applied Chemistry*  
*Russian Journal of Physical Chemistry*

*Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology*  
*Protection of Metals*  
*Biology Bulletin*  
*Journal of Computer and Systems Sciences International*  
*Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*  
*Kinetics and Catalysis*  
*Colloid Journal*  
*Russian Journal of Coordination Chemistry*  
*Cosmic Research*  
*Crystallography Reports*  
*Lithology and Mineral Resources*  
*Microbiology*  
*Russian Microelectronics*  
*Inorganic Materials*  
*Oceanology*  
*Russian Journal of Developmental Biology*  
*Optics and Spectroscopy*  
*Paleontological Journal*  
*Petrology*  
*Astronomy Letters*  
*Eurasian Soil Science*  
*Instruments and Experimental Techniques*  
*Applied Biochemistry and Microbiology*  
*Studies on Russian Economic Development*  
*Programming and Computer Software*  
*Radiochemistry*  
*Journal of Communications Technology and Electronics*

*Stratigraphy and Geological Correlation*  
*Theoretical Foundations of Chemical Engineering*  
*High Temperature*  
*Thermal Engineering*  
*Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics*  
*Izvestiya, Physics of the Solid Earth*  
*Glass Physics and Chemistry*  
*The Physics of Metals and Metallography*  
*Plasma Physics Reports*  
*Russian Journal of Plant Physiology*  
*Human Physiology*  
*High Energy Chemistry*  
*Russian Journal of Ecology*  
*Russian Journal of Electrochemistry*  
*Entomological Review*  
*Physics of Atomic Nuclei*

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет только  
на английском языке**

*Laser Physics*  
*Pattern Recognition and Image Analysis*