

ISSN 0016-853X

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2003



# ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 2003 Ноябрь–Декабрь

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

*Главный редактор*  
Ю.М. Пушчаровский

## Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь), А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора), А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо

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*

## Editorial board

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

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

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

*Зав. редакцией* М.Н. Шуплецова

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

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

*Адрес издателя:* 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90

Москва  
Издательство “Наука”  
Международная академическая  
издательская компания “Наука/Интерпериодика”

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 6, 2003

---

---

Роль тектонической расслоенности литосферы в образовании связанных с ультрабазитами гидротермальных полей и метановых факелов в Атлантическом океане <i>Ю. Н. Разницын</i>	3
Разломные зоны сложного строения в Атлантическом океане <i>Ю. М. Пущаровский</i>	18
Эволюция теплового режима литосферы Башкирского Предуралья и сравнение с современным режимом Тагило-Магнитогорской зоны Урала <i>Ю. И. Галушкин, Г. Е. Яковлев</i>	28
Тектонический рельеф Иркутского амфитеатра <i>Г. Ф. Уфимцев, В. В. Мяктова</i>	43
Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана <i>Г. Е. Некрасов</i>	53
Возраст и мощность литосферы региона Черного моря <i>Е. В. Вержбицкий, И. П. Кузин, Л. И. Лобковский</i>	80
<b>Хроника</b>	
40-летие Межведомственного тектонического комитета <i>Ю. М. Пущаровский</i>	90
Памяти Валерия Михайловича Моралева (1928–2003)	92
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 2003 год	94

---

---

# Contents

---

---

## No. 6, 2003

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

---

---

<b>Tectonic Delamination of the Lithosphere and Formation of Ultramafite-Related Hydrothermal Fields and Methane Plumes in the Atlantic Ocean</b> <i>Yu. N. Rasnitsyn</i>	3
<b>Complex Fracture Zones in the Atlantic Ocean</b> <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	18
<b>Thermal Evolution of the Lithosphere in the Bashkirian Sector of the West Ural Foothills as Compared with the Present-Day Thermal Regime of the Tagil-Magnitogorsk Zone of the Urals</b> <i>Yu. I. Galushkin and G. E. Yakovlev</i>	28
<b>Tectonic Relief of the Irkutsk Amphitheater</b> <i>G. F. Ufimtsev and V. V. Myaktova</i>	43
<b>Tectonics of the Koryak-Kamchatka Region and the General Geodynamics of the Northern Pacific Rim</b> <i>G. E. Nekrasov</i>	53
<b>Age and Thickness of Lithosphere in the Black Sea Region</b> <i>E. V. Verzhbitskii, I. P. Kuzin, and L. I. Lobkovskii</i>	80
<hr/>	
<b>Chronicle</b>	
<b>The Fortieth Anniversary of the Joint Tectonic Committee</b> <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	90
<b>On Memory of Valerii Mikhailovich Moralev (1928–2003)</b>	92
<b>Author Index of Journal Geotectonics 2003</b>	94

---

---

УДК 552.2(263)

## РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ В ОБРАЗОВАНИИ СВЯЗАННЫХ С УЛЬТРАБАЗИТАМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И МЕТАНОВЫХ ФАКЕЛОВ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

© 2003 г. Ю. Н. Разницын

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

Поступила в редакцию 24.03.2003 г.

В работе рассматриваются активные гидротермальные поля Атлантики, связанные с ультрабазитами. Показано, что масштабные процессы серпентинизации обусловлены тектоническим расслаиванием верхнемантийных образований в осевой части Срединно-Атлантического хребта и в конечном счете приводят к формированию гидротермальных минералообразующих систем, продуцирующих специфические водород-метановые аномалии с низким отношением  $Mn/CH_4$ . Тектоническое расслаивание молодой литосферы реализуется в условиях “сухого” спрединга при дефиците бюджета магмы с выводом мантийных пород на поверхность дна по системе пологих глубинных срывов и надвигов, к которым и приурочены участки разгрузки таких систем в пределах гидротермальных полей.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в срединно-океанических хребтах открыто более 40 активных гидротермальных полей, 9 из которых приходится на северную половину Атлантического океана (рис. 1) [36]. Сегодня на них обращено пристальное внимание исследователей как на резервные источники различных рудных компонентов и энергоносителей. К последним относятся источники водорода и метана, которые разделяются на две основные группы [5].

Первая представлена локальными аномалиями в морской воде, связанными с действующими высокотемпературными (до 400°C) гидротермальными источниками (“black smokers”). Характерными чертами этих гидротерм являются повышенные содержания  $^3He$  и корреляция содержания метана и марганца, что свидетельствует о реакции просачивающейся воды преимущественно с базальтами. Содержание метана  $CH_4$  в таких источниках составляет 2.5–3.6 нмоль/кг, а отношение  $Mn/CH_4$  около 0.2 нмоль/л. Они широко распространены в пределах срединно-океанических хребтов и в задуговых центрах спрединга. Присутствие в них метана связывают с неорганическим синтезом при 300–400°C или с дегазацией ювенильного  $CH_4$ . В Атлантике это хорошо известные активные гидротермальные поля Снейк Пит, ТАГ, Брокен Спур, Лаки-Страйк и Менес Гвен (см. рис. 1). Гидротермальные источники этого типа относятся к так называемой осевой гидротермальной циркуляционной системе [3, 4].

Вторая группа источников водорода и метана характеризуется интенсивными метановыми аномалиями ( $CH_4$  до 50 нмоль/кг) с повышенными содержаниями водорода и с очень низкими отношениями  $Mn/CH_4$  (~0.005 моль/л) и приурочена к выходам мантийных ультрабазитов в осевой части Срединно-Атлантического хребта. С ними связа-

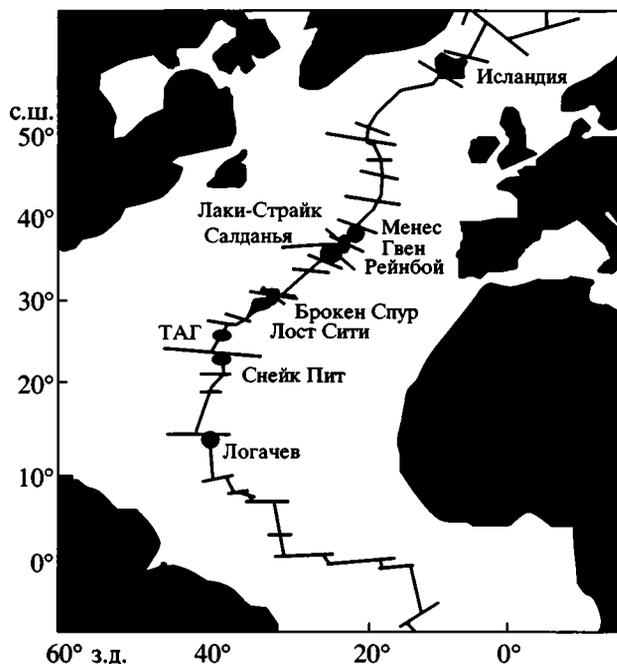
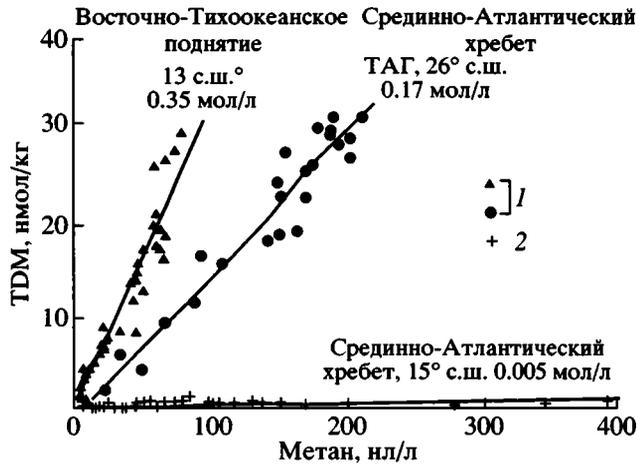


Рис. 1. Схема расположения активных гидротермальных полей в Атлантике, по [36].



**Рис. 2.** Соотношение содержаний Mn и  $\text{CH}_4$  в гидротермальных плюмах полей 13° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия и ТАГ на 26° с.ш., Срединно-Атлантического хребта (1-я группа) и 15° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (2-я группа), по [26].

Цифрами показаны значения отношения Mn/ $\text{CH}_4$  в тех и других. TDM — количество растворенного в воде марганца.

1 — TDM; 2 — метан.

ны открытые в последние годы активные гидротермальные поля Логачева, Лост Сити, Рейнбоу и Салданы, принадлежащие к глубинной циркуляционной системе [3, 4] (см. рис. 1).

Кардинальные различия рассмотренных выше групп источников водорода и метана по отношению Mn/ $\text{CH}_4$  показаны на рис. 2.

Выполненные Л.В. Дмитриевым с соавторами расчеты свидетельствуют о принципиальной возможности генерации огромных количеств водорода и метана при серпентинизации мантийных перidotитов: из 1 км<sup>3</sup> гарцбургита может образоваться  $5 \times 10^5$  т  $\text{H}_2$  и  $2.5 \times 10^5$  т  $\text{CH}_4$  [5]. Те же исследователи убедительно показали, что глобальный процесс серпентинизации мантийных гипербазитов океана, происходящий в начальных условиях образования нефти, только в открытой рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта и только в тех его сегментах, где имеет место низкая продуктивность мантийного магматизма, мог продуцировать за 150 млн. лет формирования литосферы  $\sim 4.5 \times 10^{13}$  т водорода и  $2.25 \times 10^{13}$  т метана. При этом общий баланс выхода водорода и метана с учетом дополнительной серпентинизации участков литосферы за пределами осевой зоны должен быть удвоен. Это означает, что объем этих газов на порядки выше всех мировых запасов нефти [5].

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют рассмотреть проблему образования углеводородов в Атлантике с тектонической точки зрения. Источники водорода и метана вто-

рой группы приурочены к сегментам Срединно-Атлантического хребта, где в условиях медленно-го спрединга и слабо развитого базальтового магматизма образуется кора с широким распространением остаточных мантийных ультрамафитов — так называемая кора “хессовского типа” [5]. Такие сегменты характеризуются развитием “сухого” спрединга, реализующегося в основном за счет тектонических перемещений по пологим срывам, проникающим в мантию, с выводом глубинных масс в верхние горизонты коры и с формированием областей тектонически расслоенной литосферы. Именно к таким областям и приурочены активные гидротермальные поля и водород-метановые плюмы, связанные с ультрабазитами.

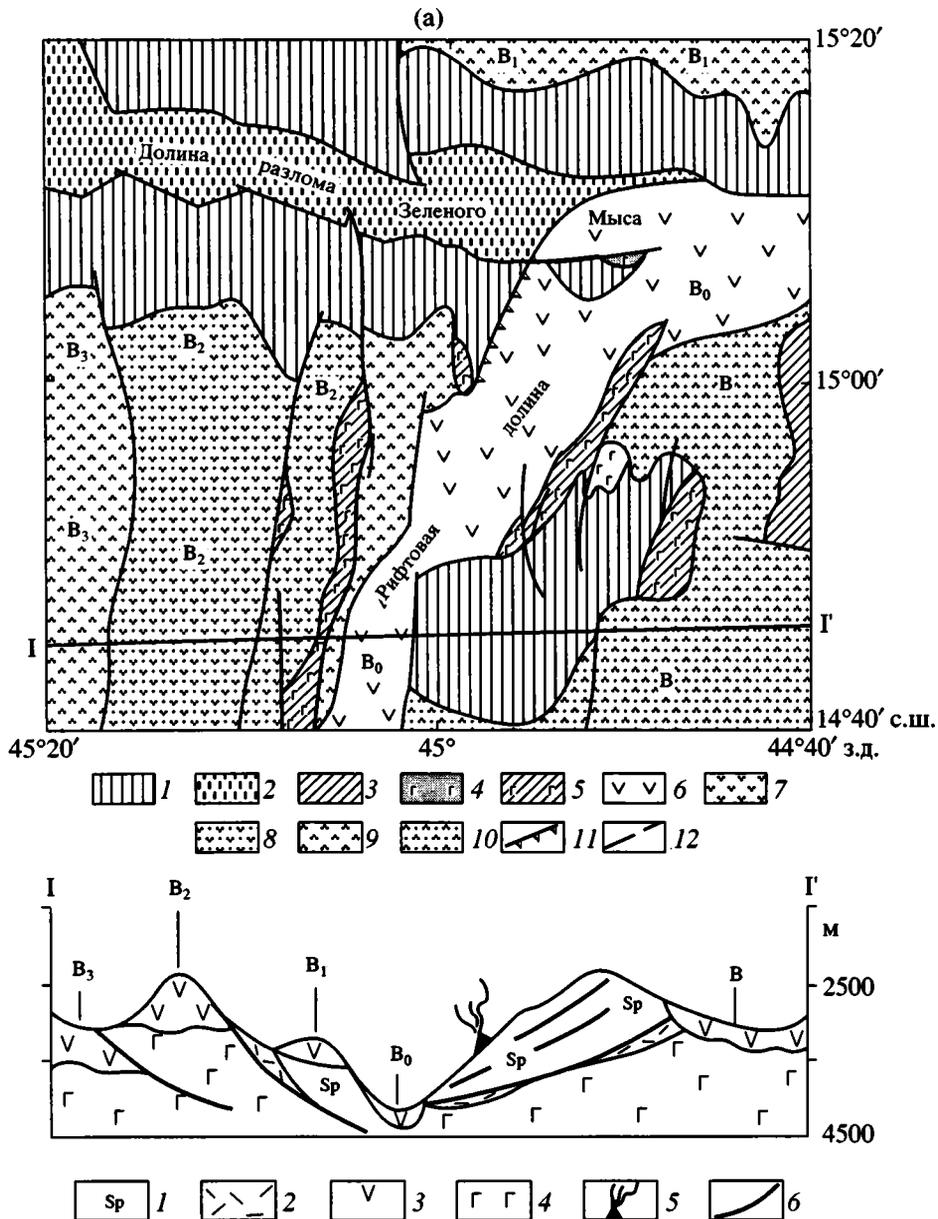
### СЕГМЕНТ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА МЕЖДУ РАЗЛОМАМИ ВИМА И АТЛАНТИС (11–30° с.ш.)

Прекрасным примером таких тектонически расслоенных структур является зона разлома Зеленого Мыса, пересекающая Срединно-Атлантический хребет приблизительно по 15° с.ш., и сегменты рифтовой долины непосредственно к северу и к югу от нее.

Данные наблюдений с подводного аппарата “NAUTILUS” свидетельствуют о чешуйчато-надвиговом строении внутреннего углового поднятия в целом и о наличии здесь инвертированного разреза коры и верхней мантии [19, 42]. Серпентинизированные гарцбургиты слагают верхнюю часть корового разреза. В нижней трети склона, обращенного к рифту, молодые рифтовые базальты совмещены с ультрабазитами по полого наклоненной на восток мощной (около 300 м) тектонической зоне глубинного срыва (detachment fault) (рис. 3). Зона маркируется выходами сильно милонитизированных и тектонизированных серпентинитов и базальтов с вкрапленностью сульфидов [30].

Именно к этой зоне, на 15°05' с.ш., приурочена крупная метановая аномалия в 400 нл/л [26, 42], а в серпентинизированных гарцбургитах и катаклазированных габброидах здесь же зафиксировано широкое развитие жильно-вкрапленной сульфидной минерализации и обнаружены массивные халькопирит-сфалерит-марказитовые руды, идентичные рудам “черных курильщиков” [1].

Метагабброиды, драгированные на восточном склоне внутреннего углового поднятия, представлены микроплоччатыми роговообманковыми сланцами, актинолититами и массивными амфиболитами. P–T-условия метаморфизма амфиболитов соответствуют интервалу температур 620–510–450°C при давлении 4–2 кбар. Последовательное понижение температур сопряжено с тек-



**Рис. 3.** Схематическая геологическая карта области восточного сочленения рифт–разлом Зеленого Мыса и прилегающего сегмента рифтовой долины (а), по [14], и геологический профиль в районе поля Логачева (б).

а: 1 – фрагменты дунит-гарцбургитового (мантийного) комплекса; 2 – то же в трогге разломной долины; 3 – предполагаемые ультрабазиты; 4, 5 – фрагменты кумулятивной расслоенной серии: 4 – неметаморфизованные, 5 – подвергшиеся динамотермальному метаморфизму; 6–10 – базальты с различной степенью палагонитизации стекла: 6 – без палагонитизации ( $B_0$ ), 7 – с начальной степенью палагонитизации ( $B_1$ ), 8 – частично палагонитизированные ( $B_2$ ), 9 – полностью палагонитизированные ( $B_3$ ), 10 – со степенью палагонитизации, меняющейся по площади незакономерно ( $B$ ); 11 – пологий глубинный срыв, установленный по данным погружений ПОА “Nautile”; 12 – разломы крутого заложения. ВУП – внутреннее угловое поднятие.

б: 1 – серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты; 2 – политермальные апогаббровые динамометаморфиты; 3 – базальты; 4 – габбро; 5 – метановый факел над гидротермальным полем Логачева; 6 – надвиги и глубинные срывы.

тоническим перемещением блока высокотемпературных амфиболитов в верхние коровые горизонты [19].

В 40 км южнее, на  $14^{\circ}45'$  с.ш., в 1994 г. впервые в Мировом океане было открыто активное гидро-

термальное поле, связанное с ультрабазитами и генерирующее обогащенные водородом и метаном флюиды – поле Логачева [3, 8]. Последнее располагается непосредственно в восточном борту рифтовой долины, в краевой части крупного ультрабазитового массива. Геологическое карти-

рование этого участка показало, что ультрабазиты слагают здесь тектоническую пластину, по обрамлению которой прослеживаются фрагменты политермальных динамометаморфитов, образовавшихся в основном за счет габброидов [14] (см. рис. 3).

Метаморфизм габброидов несет все черты динамометаморфических преобразований с созданием структур пластического течения, рассланцевания и милонитизации. Температурный диапазон метаморфических преобразований необычайно широк. Наиболее высокотермальным динамометаморфическим породам отвечают образования типа флазер-габбро. Здесь также представлены полосчатые амфиболиты и амфиболовые сланцы, габбро-амфиболиты с четкими признаками пластического течения и другие динамометаморфизованные базиты амфиболитового уровня. Не менее широко в данном комплексе распространены бластомилониты и бластокатаклазиты разных температурных уровней, в том числе и низкотемпературные милониты и катаклазиты.

Такая картина очень напоминает ситуацию во многих офиолитовых аллохтонах, когда в основании покрова перидотитов располагается так называемая метаморфическая подошва (*metamorphic sole*) – тела амфиболитов и габбро-амфиболитов, геодинамические условия формирования которых связаны с внутриокеаническими движениями.

Серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты непосредственно в районе поля Логачева рассеяны пологими надвигами, что задокументировано во время погружений подводного аппарата “Шинкай-6500” на 14°43′ с.ш. [37]. Слагающие склон в различной степени серпентинизированные ультраосновные породы в области развития гидротермальных образований несут явные признаки деформаций и тектонизации. Здесь встречены тектонические брекчии, в которых обломки размером до 3 см заключены в перетертую серпентинитовую матрицу [3]. Именно к этой тектонически расслоенной части ультрабазитовой пластины и приурочена интенсивная метановая аномалия над гидротермальным полем Логачева.

В пределах северного сегмента рифтовой долины, на удалении от района западного сочленения рифт–разлом Зеленого Мыса на 15 и 30 км, было выполнено два трансекта с серией из 15 погружений ПОА “NAUTILE” [30]. На первом пересечении на дне рифтовой долины (4500 м) и на ее восточном борту до глубины 2500 м были закартированы только свежие рифтовые базальты; западный борт сложен (снизу вверх) габброидами, гарцбургитами и дунитами. На более северном пересечении днище рифта и основание обоих его бортов оказалось сложено базальтами (4600–4000 м), а в верхних частях западных и восточных

стенки были закартированы обширные поля гарцбургитов, дунитов и верлитов. При этом особо подчеркивается наличие в ультрамафитах большого количества пологонаклоненных в сторону осевой части рифтовой долины разломов и приуроченных к ним тектонических брекчий [28]. По описаниям, приведенным в указанной работе, эти брекчии соответствуют серпентинитовому меланжу, широко распространенному в офиолитовых комплексах: фрагменты серпентинизированных перидотитов, размером от 1 см до 1 м, заключены в матрикс рассланцованных серпентинитов, талька и мелких серпентинитовых обломков. Прослой таких брекчий имеют мощность в несколько десятков и более метров. Т.е. налицо типичная чешуйчато-надвиговая структура в ультрамафитах, хорошо известная в областях развития офиолитов на суше.

Здесь же, в основании западного борта рифтовой долины, были драгированы микроплотчатые и массивные амфиболиты, ассоциирующие с серпентинитами и располагающиеся непосредственно под ними [19]. Такие соотношения характерны для подофиолитовых (базальных) комплексов, образование которых связывается с обдукционными процессами.

В этом же районе в водной толще над ультрабазитами зарегистрирована метановая аномалия в 60 нл/л [26]. Вследствии в этих же координатах в придонных водах на глубине 1 м над дном зафиксирована крупная метановая аномалия в 400 нл/л, тогда как над базальтами, слагающими днище рифта, концентрация метана составляет всего 5 нл/л.

В пределах внешнего углового поднятия в районе сочленения северного сегмента рифтовой долины с разломом с борта погружаемого обитаемого аппарата закартирована так называемая “*megamullion structure*” – куполообразная структура, расположенная в 30 км к западу от северного сегмента рифтовой долины [37]. Трасса погружения пересекла эту структуру от ее основания, примыкающего к разломной долине на глубинах порядка 4000 м, до вершины, с отметками 1900 м. В низах разреза обнажаются милонитизированные габбро, а верхи сложены гарцбургитами и дунитами. Габбро и ультрамафиты выведены в верхнюю часть коры по пологонаклоненному на восток, в сторону оси рифтовой долины, разлому. Плоскость разлома, наблюдавшаяся на площади 100 м<sup>2</sup>, представляет собой своеобразное зеркало скольжения, с волнообразным узором параллельных желобков и гребней.

Таким образом, в осевой части Срединно-Атлантического хребта от 14°30′ до 15°50′ с.ш., т.е. на расстоянии около 150 км по простиранию хребта, устанавливается широкое распространение ультрамафитов. Весь комплекс проведенных

здесь геологических и геофизических исследований указывает на тектоническую расслоенность верхней части литосферы в областях сочленений рифт–разлом Зеленого Мыса и в прилегающих с севера и с юга сегментах рифтовой долины. Здесь изначально отсутствует “нормальный” разрез океанической коры, устанавливается резкое преобладание тектонических процессов (меланжирование, надвигообразование с выводом ультрабазитов в верхние горизонты коры) над магматическими. К этим участкам приурочены интенсивные водород–метановые аномалии с низкими значениями отношений  $Mn/CH_4$ , находки массивных сульфидных руд и проявления сульфидной минерализации. Именно здесь располагается одно из четырех обнаруженных в Атлантике активных гидротермальных полей, связанных с ультрабазитами.

Рассмотренный выше район разлома Зеленого Мыса и прилегающих отрезков рифтовой долины с крупными метановыми аномалиями и активным гидротермальным полем Логачева входит в сегмент Срединно-Атлантического хребта между разломами Вима на юге и Атлантис на севере, в котором располагается большая часть активных гидротермальных полей Атлантики, связанных с базальтами: Снейк Пит, ТАГ и Брокен Спур. Кроме того, в этом сегменте в водной толще зафиксировано большое количество индикаторов разгрузки гидротермальных источников: аномалий растворенного марганца (TDM), метановых факелов и участков аномально мутных вод в придонном слое (рис. 4). Литосфера этого сегмента в целом обнаруживает явные признаки тектонической расслоенности, особенно в районах, расположенных к югу от разлома Кейн и к северу от разлома Марафон.

Геологические наблюдения с борта ПОА “NAUTILE” в пределах внутреннего углового поднятия в районе восточного сочленения рифт–разлом Кейн выявили его сложное гетерогенное строение [24] с явными признаками чешуйчатонадвиговой структуры.

Основание разреза северного склона поднятия сложено массивными базальтами, пиллоу-лавами и долеритовыми дайками, рассеченными широтно ориентированными разломами. Выше по разрезу, между отметками 3190 и 2600 м, фиксируется мощная тектоническая зона, сложенная серпентинитами, габброидами и базальтами и рассеченная полого наклоненными на север разломами. Все породы внутри зоны интенсивно катаклазированы и милонитизированы; габброиды и базальты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Верхняя часть поднятия (так же, как и нижняя), сложена базальтами и ассоциированными с ними долеритовыми дайками. Таким образом, в пределах северного склона внут-

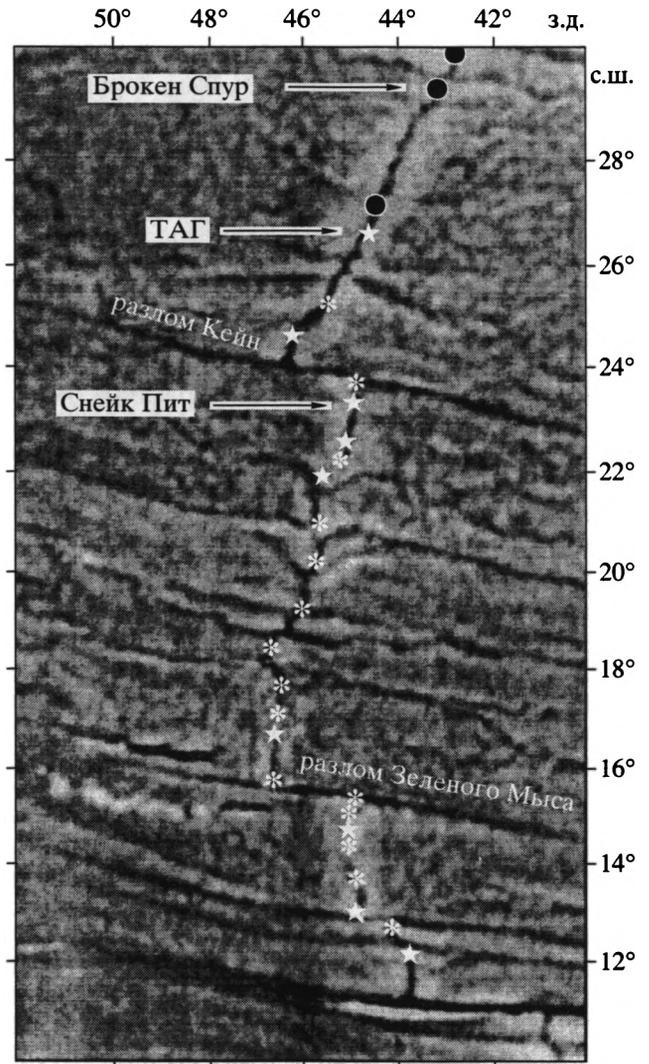


Рис. 4. Распределение участков проявлений гидротермальной активности в сегменте Срединно-Атлантического хребта между разломами Вима и Атлантис, по [34].

Белыми звездами и звездочками показаны соответственно аномально высокие содержания марганца и метана в придонных водах, черными кружками – аномалии “мутности”. Стрелками указаны активные гидротермальные поля, связанные с базальтами.

реннего углового поднятия имеются все признаки тектонического сдвигания разреза, расслоенного мощной (до 600 м) зоной тектонических брекчий.

Восточный склон поднятия, обращенный к nodальной впадине и рифтовой долине, сложен преимущественно габброидами. Последние прослеживаются от дна nodальной впадины, от глубин 6100 м, до отметок 2190 м. Нижняя часть разреза сложена массивными габброидами, тогда как верхняя состоит из интенсивно деформированных разностей, среди которых отмечаются выходы серпентинизированных перидотитов. Весь раз-

рез разбит сбросами, наклоненными на восток под углом 25–50°, параллельными минеральной уплощенности в габброидах. В самой верхней части склона, на глубинах менее 2190 м, габброиды перекрыты базальтами, прорванными одиночными долеритовыми дайками, и серпентинизированными ультрабазитами, вскрытыми скважиной ODP 670 на глубинах менее 100 м под дном.

Здесь же, на глубине 2585 м, во время погружений ПОА "ALVIN" были обнаружены брекчии, состоящие из обломков всех вышеперечисленных пород, сцементированных кварцем с выделениями сульфидов. Последние характеризуются исключительно высокими содержаниями кобальта, что свойственно гидротермальным отложениям глубинных циркуляционных систем, формирование которых связывается с процессом серпентинизации мантийных ультрабазитов [3].

В обширном районе к югу от разлома Кейн (MARK area) в гребневой части Срединно-Атлантического хребта драгированием, бурением и наблюдениями с подводных аппаратов установлено большое количество выходов ультрабазитов. Прямая корреляция этих образований с положительными остаточными гравитационными аномалиями позволила сделать выводы о том, что ультрабазиты не только являются характерной составной частью разреза стенок рифтовой долины, но и широко распространены за ее пределами, занимая не менее 30–40% сегмента Срединно-Атлантического хребта между 22 и 24° с.ш. [29]. Выведение мантийных пород к поверхности дна сопровождалось их серпентинизацией и тектоническим расслаиванием, реализовавшимся в интенсивном расланцевании и скучивании глубинных масс. Сейсмические исследования в этом сегменте не выявили каких-либо следов наличия магматических камер [32].

Иллюстрацией сказанному являются результаты изучения локального района на западной стенке рифта на 23°19' с.ш. При погружениях ПОА "ALVIN" был обследован небольшой холм, сложенный интенсивно расланцеванными серпентинизированными перидотитами. Плоскости расланцевания в них и многочисленные разломы полого наклонены на восток под углом 20–40° [38]. Пробуренная здесь скв. DSDP 109 вскрыла серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты и серпентиниты. Различная ориентировка минеральной уплощенности в ультрабазитах на разных уровнях скважины свидетельствует о вращении крупных, до десятков метров в поперечнике, блоков ультрабазитов, погруженных в матрикс расланцеванных серпентинитов [38].

Таким образом, области восточных сочленений разломов Кейн и Зеленого Мыса с рифтовой долиной имеют много общего в своем строении. В обоих районах устанавливается чешуйчато-на-

двиговое строение внутренних угловых поднятий с присутствием в пакете тектонических пластин серпентинизированных перидотитов, серпентинитов и тектонических брекчий типа серпентинитовых меланжей. Поднятия характеризуются наличием сульфидной минерализации и находками массивных сульфидных руд. В примыкающих к ним с юга сегментах рифтовой долины устанавливается широкое распространение мантийных перидотитов и наличие активных гидротермальных полей. Однако поле Логачева на 14°45' с.ш. связано с ультрабазитами, а поле Снейк Пит на 23° с.ш. – с базальтами.

Тем не менее, все указанные выше особенности строения района MARK позволяют с большой степенью вероятности предполагать и здесь наличие гидротермальных полей и метановых аномалий, связанных с ультрабазитами, выведенными в верхние горизонты коры в условиях "сухого" спрединга. Тем более, что современная вулканическая деятельность отсутствует даже в районе самого гидротермального поля Снейк Пит. Наличие на поверхности базальтов тонкой корочки Fe-Mn-окислов и слабого налета осадков при отсутствии в них заметных вторичных изменений говорят о том, что их возраст составляет первые тысячи лет [32]. Максимальный же возраст сульфидных отложений оценивается в 4000 лет [3].

Район гидротермального поля 24°30' с.ш., расположенного в осевой части САХ непосредственно к северу от разлома Кейн, характеризуется резко расчлененным рельефом дна. В рифтовой долине здесь четко выделяется экстрезивная зона в виде серии изолированных вулканических гор. Ряд признаков указывает на то, что эта зона находится в тектонической фазе с преобладанием растяжения и деструкции вулканического сооружения без наращивания новой океанической коры по крайней мере последние 10000 лет. Восточный краевой уступ рифтовой долины сложен породами базит-ультрабазитового состава, в том числе и серпентинитами. С последними связаны гидротермальные сульфидные образования. Их медная специализация и условия залегания весьма сходны с рассмотренным выше гидротермальным полем Логачева на 14°45' с.ш. [3], приуроченным, как было показано выше, к области тектонически расслоенной литосферы.

Драгировки межразломного хребта, возвышающегося между долинами разломов Марафон и Меркурий (12–13° с.ш.) и внутреннего углового поднятия в районе западного сочленения рифт-разлом Марафон, показали, что и здесь вряд ли возможно говорить о существовании "нормального" разреза океанической коры. Экспонированные на поверхность дна вулканические и интрузивные образования представляют собой

фрагменты различных комплексов, находящиеся в тектонических соотношениях. Залегание глубинных пород гипсометрически выше базальтов либо наличие первых в верхних частях склонов может служить косвенным доказательством достаточно крупных горизонтальных перемещений коровых и мантийных литопластин, реализовавшихся в условиях тангенциального стресса. Кроме того, имеются прямые указания на бывшее высокое, вплоть до уровня моря, стояние отдельных участков трансверсивного хребта. Все это вместе взятое, наряду с обычной тектонизацией, катаклизмом и милонитизацией пород, свидетельствует о масштабных тектонических деформациях и расслоенности верхней части литосферы в пределах разломных зон Марафон и Меркурий [16].

Из нижних частей южного склона поднятия внутреннего угла (гора Ферсмана), расположенного в узле пересечения северного сегмента рифтовой долины с разломом Марафон, подняты интенсивно тектонизированные базальты и долериты с сульфидной минерализацией вкрапленного и прожилкового типов. Количество сульфидов в отдельных образцах достигает 5% от объема породы [18].

Еще одной структурой, где нами была обнаружена сульфидная минерализация, является рифтовая гора в пределах западного борта рифтовой долины, расположенная вблизи узла сочленения рифт–разлом. С ее склона подняты базальты, долериты, габброиды, ультрабазиты и различные брекчии, состоящие из обломков перечисленных выше пород, сцементированных кварцем. В кварцевом агрегате цементирующей массы встречается ярко-зеленый медистый минерал атакамит и изометричные выделения пирита. Позднее здесь был выявлен целый район активной гидротермальной деятельности, один из участков которого приурочен к блоку ультраосновных пород [22].

Таким образом, в сегменте рифтовой долины к северу от разломной зоны Марафон глубинные породы, в том числе и ультрабазиты, выведены в самые верхние горизонты корового разреза. Так же, как в пределах поля Логачева на 14°45' с.ш., современная гидротермальная активность вблизи разлома Марафон отчасти ассоциируется с выходами серпентинитов и серпентинизированных перидотитов. Последние, в свою очередь, маркируют участки тектонически расслоенной литосферы.

Еще одним районом, где обнаружены активные гидротермальные источники, связанные с ультрабазитами, является разлом Атлантис, пересекающий Срединно-Атлантический хребет по 30° с.ш. Гидротермальное поле Лост Сити приурочено к внутреннему угловому поднятию в районе восточного сочленения рифт–разлом [36] (рис. 5). Главное отличие этого поля от всех остальных действующих гидротермальных источ-

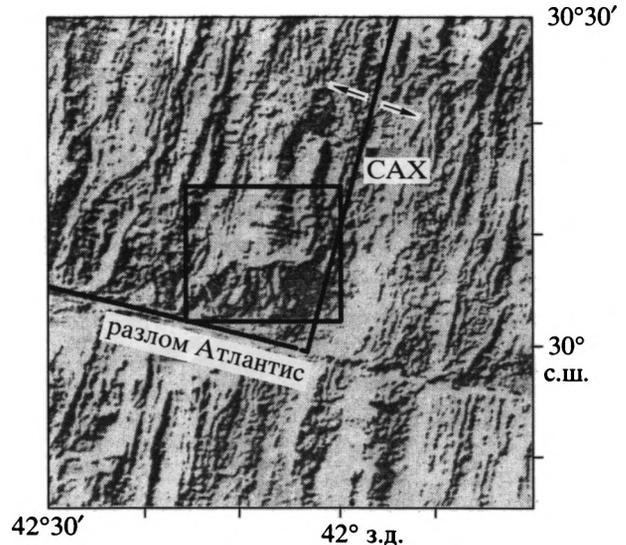


Рис. 5. Фрагмент карты теневого рельефа области восточного сочленения рифт–разлом Атлантис, по [36]. Угловое поднятие с гидротермальным полем Лост Сити располагается внутри обведенного контура.

ников на океанском дне, связанных как с базальтами, так и с ультрабазитами, состоит в том, что оно располагается не непосредственно в рифтовой зоне, а на удалении от нее на 15 км, в коре с возрастом 1.5 млн. лет.

Южный склон углового поднятия представляет собой крупный эскарп высотой 3800 м, в пределах которого обнажаются метаморфизованные ультрабазиты и габбро, выведенные к поверхности дна по пологому срыву (detachment fault) [36]. Последние перекрываются субгоризонтально залегающими литифицированными известняками и карбонатными брекчиями, обломочная часть которых состоит из базальтов, габбро и перидотитов. Выше по разрезу прослеживаются рыхлые пелагические илы с блоками базальтов и ультраосновных пород. Такое строение разреза предполагает бывшее стояние массива вблизи или на уровне моря и последующее погружение на современные глубины порядка 700 м.

Гидротермальные постройки располагаются в поле развития серпентинизированных и деформированных ультрабазитов и массивных и окисленных разновидностей габбро и метагаббро. Все постройки выполнены не сульфидными образованиями “черных курильщиков”, как это имеет место в полях Логачев и Рейнбоу, а состоят из смеси кальцита, арагонита и брусита. Трубообразные сооружения белого цвета, достигающие в высоту 60 м, продуцируют относительно холодные щелочные растворы с температурой 40–75°C, а не 350–360°, как в случае сульфидных построек. При этом отношение  $Mn/CH_4$  в них такое же

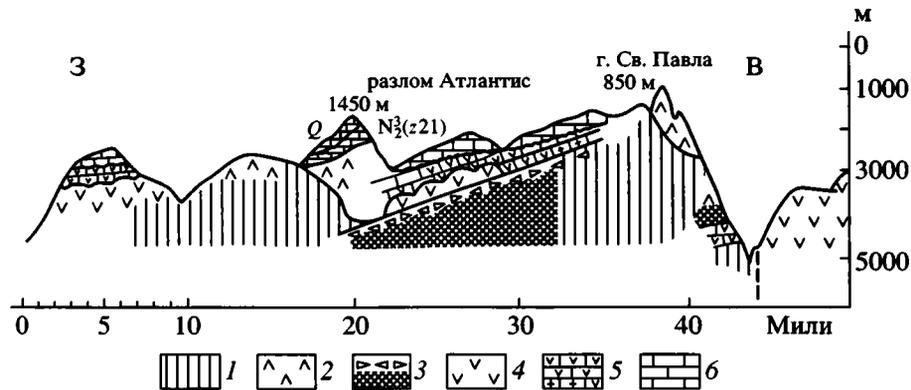


Рис. 6. Геологический профиль через гребень Срединно-Атлантического хребта вдоль разлома Атлантис, по [7].

1 – ультрабазиты, габбро, амфиболиты; 2 – габбро; 3 – катаклазиты; 4 – базальты; 5 – осадочные брекчии; 6 – известняки. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 1 : 4.5.

низкое, указывающее на формирование флюида в процессе серпентинизации ультрабазитов [36].

Гидротермальное поле Лост Сити также располагается в области тектонически расчлененной литосферы. На рис. 6 приведен геологический профиль через гребень Срединно-Атлантического хребта вдоль разлома Атлантис. В центральной части профиля, пересекающей внутреннее угловое поднятие, наблюдается зона интенсивного дробления и милонитизации, шириной около 40 км, сходная с серпентинитовыми меланжами альпийской области [7]. Тектонические брекчии в этой зоне представлены блоками и обломками габброидов и ультрабазитов, погруженных в серпентинитовый матрикс. Обломки пород имеют обточенные грани, покрытые штриховками скольжения и блестящими зеркалами. Как полагают эти исследователи, зона дробления может указывать на тектоническое взаимодействие двух чешуй, вызванное горизонтальным сдвигом вдоль разлома Атлантис [7]. О надвиговом характере движений, по мнению этих авторов, свидетельствуют результаты исследования намагниченности базальтов: на южном крыле разлома древние базальты залегают выше более молодых эффузивов.

#### СЕГМЕНТ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА МЕЖДУ РАЗЛОМАМИ ПИКО И ХЕЙС (38°–33° с.ш.)

Особенностью данного сегмента, расположенного непосредственно к югу от Азорского поднятия, является наличие здесь большого количества близко расположенных нетрансформных смещений рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (non-transform offsets – NTO): в результате детальной батиметрической съемки с применением сонара бокового обзора здесь было закартировано 10 таких структур [35] (рис. 7). К ним приурочены относительно крупные массивы серпен-

тинизированных ультрабазитов. Массивы имеют куполообразную форму и простираются косо по отношению к рифтовой зоне. Ультраосновной состав пород массивов в пяти случаях подтвержден драгировками и погружениями обитаемых подводных аппаратов. Для остальных он предполагается по зафиксированным в водной толще интенсивным метановым аномалиям с низким отношением  $Mn/CH_4$ .

В пределах одного из массивов (см. NTO 6 на рис. 7), в координатах 36°13.8' с.ш. и 33°54.12' з.д., располагается активное гидротермальное поле Рейнбоу, продуцирующее интенсивные метановые факелы и сульфидные постройки типа “черных курильщиков” [4, 8]. Это поле структурно приурочено к западному склону осевого поднятия внутри рифтовой долины, сложенного преимущественно серпентинитами. На поверхности поднятия обнаружены также обломки габброидов, диабазов и базальтов. Все породы сильно изменены и деформированы. Современная вулканическая деятельность здесь отсутствует, а осевая трещина рифта заполняется выжимаемыми из низов коры–верхов мантии серпентинитами [4]. Серпентиниты, вмещающие гидротермальные постройки, несут следы хрупко-пластических деформаций в интервале температур 350–500°C [33].

Непосредственно к северу от массива Рейнбоу, в пределах известного сегмента FAMOUS, на 36°30' с.ш., в 1998 г. было открыто активное гидротермальное поле Салданья, также ассоциирующееся с ультрабазитами [25]. Так же, как и поле Лост Сити, оно характеризуется “холодной” разгрузкой гидротермальных источников.

Как полагают Е. Грасия с соавторами [35], в сегменте Срединно-Атлантического хребта между разломами Пико и Хейс выведение ультрабазитов в верхние горизонты коры происходило по пологим проникающим в верхнюю мантию глубинным срывам (detachment faults), к которым и

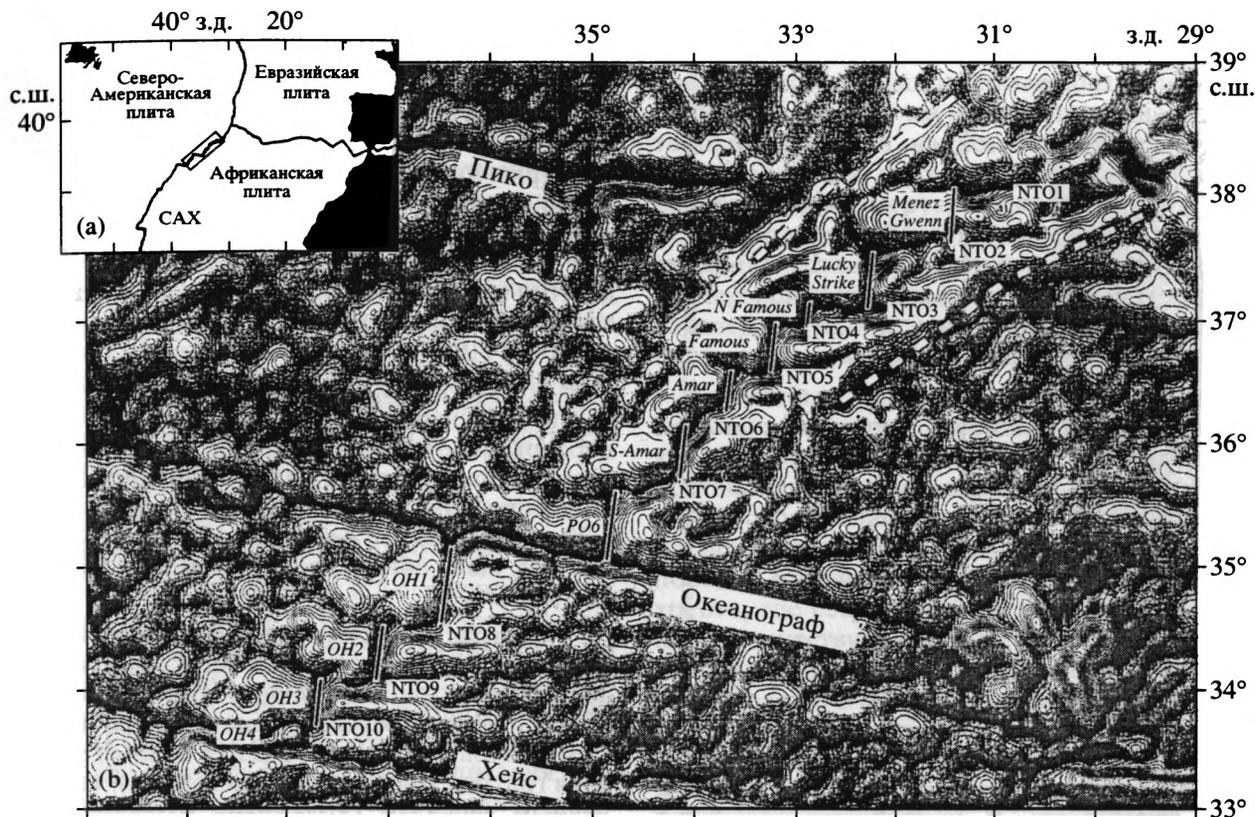


Рис. 7. Гравиметрическая карта сегмента Срединно-Атлантического хребта между разломами Пико и Хейс (33°–39° с.ш.), по [35]

NTO1–NTO10 – нетрансформные смещения рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта, к которым приурочены серпентинитовые массивы, установленные по данным драгирования, погружений обитаемых аппаратов и по наличию метановых аномалий с низким отношением  $Mn/CH_4$ . Толстая пунктирная линия показывает южную границу Азорского вулканического плато

приурочена разгрузка гидротермальных источников. Т.е. и в данном случае мы имеем дело с областью тектонически расслоенной литосферы.

#### СЕГМЕНТ САХ МЕЖДУ РАЗЛОМОМ БОГДАНОВА (7°10' с.ш. и 5° с.ш.)

Проведенные в этом сегменте исследования показали, что он чрезвычайно перспективен в отношении нахождения активных гидротермальных источников, связанных с ультрабазитами [9, 12, 15].

В основании углового поднятия, расположенного в области восточного сочленения рифт–разлом Богданова, залегают базальты и долериты, а также сланцы, сформировавшиеся при динамометаморфическом преобразовании этих пород. Верхняя часть поднятия сложена ультрабазитами и габброидами. Эти данные позволяют предположить, что угловое поднятие сформировалось при надвиге глубинных пород со стороны рифта на верхнюю, базальтовую, часть разреза океанической коры. Надвигание сопровождалось гидротер-

мальными процессами, в результате которых не только происходило изменение базальтов и долеритов, но и отложение сульфидов [15]. Ситуация здесь аналогична той, что имеет место в районах сочленения рифта с разломами Зеленого Мыса и Кейн (см. выше).

Маломощные потоки свежих базальтов слагают только отдельные участки дна рифтовой долины, изливаясь прямо на серпентиниты. В последних внутри рифтовой зоны обособляются относительно крупные тела гарцбургитов, габброидов и долеритов. Процессы тектонического выведения на поверхность дна в различной степени серпентинизированных и тектонизированных мантийных ультрабазитов фиксируются по наличию многочисленных поверхностей скольжения, меланжированию и истиранию серпентинового материала до состояния голубых глин [12]. Часть габброидов сильно деформирована с образованием последовательного ряда структур от высокотемпературного пластического течения до катаклазитов и милонитов, проработанных гидротермальными растворами с образованием амфибола,

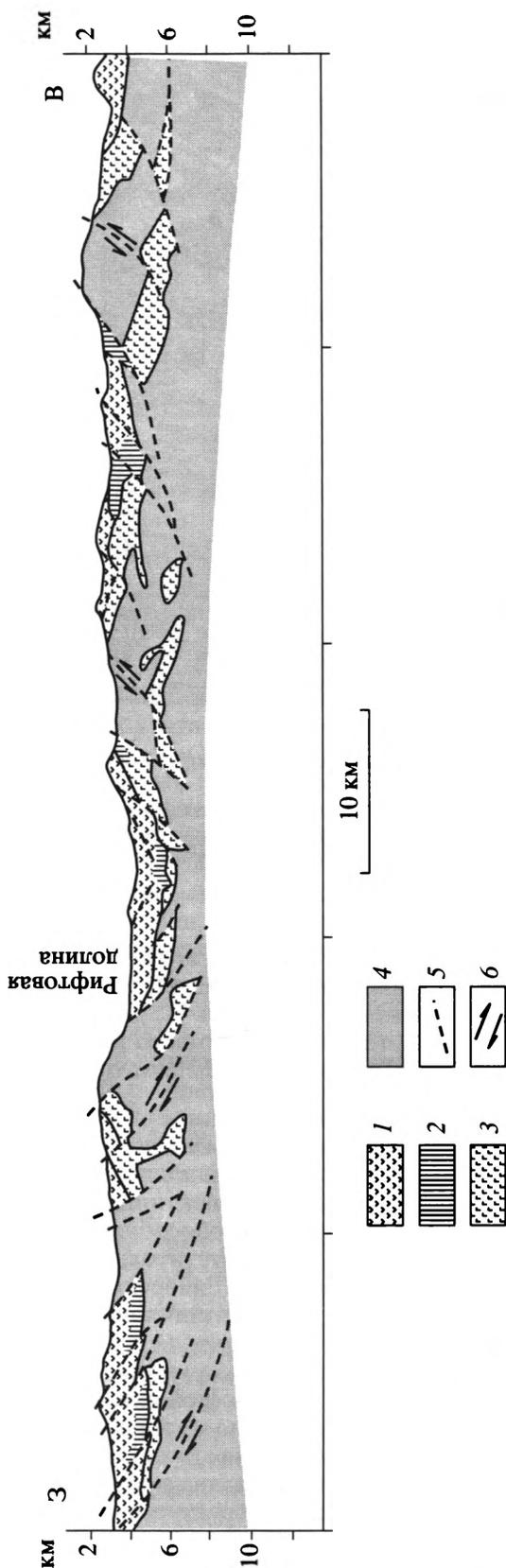


Рис. 8. Концептуальный профиль вкрест простирания рифтовой долины в районе 6°30' с.ш., по [13].

1 – измененные базальты; 2 – долериты; 3 – габбро; 4 – магматические ультрабазиты и серпентиниты; 5 – тектонические нарушения; 6 – направление перемещений по разломам.

хлорита эпидота и т.д. [13]. Такой “хаотичный” разрез океанической коры представляет собой типичный мономиктовый серпентинитовый меланж, присутствующий во многих офиолитовых аллохтонах континентов и континентальных окраин (рис. 8). Еще одна особенность рассматриваемого сегмента – широкое распространение рыхлых осадков непосредственно во впадинах рифтовой долины, достигающих мощности в первые десятки метров, что свидетельствует о существовании длительного перерыва в вулканической активности [13].

В долеритовых порфиритах, габбро-долеритах и серпентинитах, драгированных в области перекрытия отрезков рифтовой долины (overlapping spreading centers) в районе нетрансформного смещения (разлом Сьерра-Леоне) на широте 6°20' в 22-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2000 г. была обнаружена сульфидная минерализация [9].

В центральной части рифтовой долины, в пределах небольшого поднятия на 6°50' с.ш., были драгированы многочисленные обломки темно-зеленых и черных рассланцованных серпентинитов (“змеевиков”) в матрице раздробленных до состояния голубой глины серпентинитов. По многочисленным зеркалам скольжения в серпентинитах развита обильная сульфидная (предположительно медно-никелевая) минерализация, свойственная, как известно, гидротермальным отложениям, связанным с глубинной циркуляционной системой, формирующейся в процессе серпентинизации ультрабазитов [4].

Целенаправленные поиски гидротермального оруденения в рассматриваемом сегменте Срединно-Атлантического хребта в 10-м рейсе НИС “Академик Иоффе” в 2001 г. увенчались успехом: непосредственно южнее разлома Сьерра-Леоне из основания восточного борта глубочайшей (около 5000 м) рифтовой впадины Маркова в большом количестве были подняты метасоматические породы, содержащие прожилковую и гнездовидную сульфидную минерализацию. Протолитом для метасоматитов служили катаклазированные габброиды. Были подняты также фрагменты неокисленной медноколчеданной руды [15].

Специфические водород-метановые аномалии с низким отношением  $Mn/CH_4$  в сегменте Срединно-Атлантического хребта между разломом Богданова и 5° с.ш. пока не обнаружены, но это непременно будет сделано в предстоящих экспедициях при наличии соответствующей аппаратуры.

Таким образом, по целому комплексу признаков данный сегмент Срединно-Атлантического хребта является ареной проявления “сухого” спрединга, реализующегося в виде тектонических деформаций при дефиците бюджета магмы. При этом глубинные породы оказались выведенными

в верхние горизонты коры по пологим глубинным срывам (detachment faults), проникающим до уровня верхней мантии. Серпентинитовый меланж формировался здесь непосредственно в рифтовой зоне в обстановке растяжения, ориентированного в субширотном направлении, по нормали к оси Срединно-Атлантического хребта. Происходящее при этом тектоническое расслаивание верхней части литосферы сопровождалось серпентинизацией мантийных ультрабазитов и гидротермальной деятельностью с отложением сульфидов. Данный геодинамический режим установился здесь приблизительно 2–2.5 млн. лет тому назад. [15]. До этого времени в рассматриваемом районе имел место типичный магматический режим спрединга.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Все известные на сегодня в Атлантике и в Мировом океане вообще активные гидротермальные поля, связанные с ультрабазитами: Логачева на 14°45' с.ш., Лост Сити на 30° с.ш., Рейнбоу и Салданыя между 36 и 37° с.ш., и генерируемые ими метановые факелы с низким отношением  $Mn/CH_4$  и специфическая сульфидная минерализация приурочены к выходам ультрабазитов в осевой части Срединно-Атлантического хребта. В этом же ряду находятся перспективный на открытие таких полей район западного сочленения рифт–разлом Марафон и сегмент хребта между 7 и 5° с.ш. Все эти проявления гидротермальной активности тяготеют к участкам “сухого” спрединга и располагаются в областях тектонического расслаивания верхней части литосферы, где мантийные образования выведены в верхние горизонты коры по пологим глубинным срывам (detachment faults). Этот процесс сопровождается разделением молодой океанической коры на серию пологих чешуй и наклонных блоков, при этом глубинные породы выводятся на поверхность дна непосредственно в рифтовых зонах. Кроме того, такие аномалии фиксируются в зонах тектонического сгущивания в дистальных частях межрифтовых отрезков зон трансформных разломов, непосредственно в узлах сочленений рифт–разлом. В обоих случаях верхняя часть литосферы оказывается тектонически расслоенной – в рифтовых зонах в условиях растяжения, а в пределах внутренних угловых поднятий – сжатия.

Несколько лет назад А.О. Мазарович и С.Ю. Соколов обратили внимание на то, что гидротермальные поля в Срединно-Атлантическом хребте тяготеют к участкам рифтовых зон, для которых характерен пониженный фон сейсмичности или полное ее отсутствие (для выборок событий с магнитудой выше 4) [10]. К этим же участкам часто приурочены нетрансформные

смещения (discontinuity) рифтовых долин. Впоследствии эти признаки были положены в основу прогнозирования гидротермальных полей, проявлений сульфидной минерализации и наличия метановых факелов на всем протяжении хребта [11]. По мнению этих исследователей, очаги гидротермальной разгрузки располагаются в наиболее стабильных областях, где существуют благоприятные условия для устойчивой циркуляции гидротермальных растворов. Этот вывод, вероятно, справедлив только для осевых гидротермальных циркуляционных систем, связанных с базальтами.

Глубинные системы циркуляции гидротермальных растворов, ассоциирующие с ультрабазитами, располагаются в иной геодинамической обстановке. Они формируются в процессе тектонического расслаивания молодой литосферы, сопровождающегося серпентинизацией мантийных пород, в тех участках Срединно-Атлантического хребта, где современная вулканическая деятельность отсутствует или имеет очень ограниченное распространение. Это чрезвычайно нестабильные области. Отсутствие сильных землетрясений (с магнитудой выше 4) в них связано с высокой пластичностью серпентинитов, разрядка напряжений в которых реализуется в более слабых и более частых событиях. Регистрация же последних затруднена из-за удаленности береговых сейсмостанций. Постановка донных сейсмических станций на гидротермальных полях, связанных с ультрабазитами, обеспечила бы регистрацию таких землетрясений. И тогда эти участки, скорее всего, характеризовались бы повышенным фоном сейсмичности.

Интенсивные водород-метановые аномалии с низким отношением  $Mn/CH_4$  можно рассматривать в качестве индикаторов тектонического расслаивания литосферы и эксгумации мантийных перидотитов на поверхность дна. Генерация метана и водорода в этих аномалиях связана с серпентинизацией перидотитов. В рамках существующих представлений в процессе серпентинизации активную роль играет океанская вода, проникающая по системе открытых трещин в породы низов океанической коры – верхов мантии и трансформирующаяся при этом в высокотемпературный флюид [3, 5 и мн. др.]. Вывод мантийных ультрабазитов в верхние горизонты коры, согласно этим представлениям, осуществляется в виде протрузий серпентинитов по системам вертикальных разломов [6 и мн. др.].

Серпентинизация ультрамафитов в океане, как отмечал Н.А. Богданов в конце 70-х годов прошлого столетия, вызвана в основном тектоническими процессами и имеет широкое распространение, будучи обусловлена механизмом сгущивания океанической коры [2]. Сегодня есть все ос-

нования полагать, что именно при тектоническом горизонтальном расслаивании океанической коры и верхов мантии происходят масштабные процессы серпентинизации, приводящие в конечном счете к генерации метана и водорода. Формирующиеся при этом надвиги и зоны сдвига (shear zones) способствуют проникновению морской воды в толщу мантийных ультрабазитов в несравнимо большей степени, нежели просто система открытых трещин. Существование последних, на наш взгляд, вообще сомнительно, поскольку увеличение объема ультрабазитов в процессе серпентинизации до 40% неминуемо привело бы к их закрытию. Кроме того, высокие, порядка 100 МПа, значения горизонтального сжимающего стресса в молодой океанической литосфере Атлантики, измеренные *in situ* в известной скважине DSDP 395A, пробуренной в районе к югу от разлома Кейн, и находящиеся в соответствии с подобным напряженным состоянием недр надвиговые и взбросовые механизмы очагов землетрясений [39] также не способствуют сохранности открытых трещин. Более того, серпентиниты в областях разгрузки гидротермальных систем всегда интенсивно тектонизированы и рассланцованы, а в более массивных разностях обычны катаклаз и милонитизация пород с хорошо выраженными структурами течения и будинажа. Надо полагать, что именно деформации в условиях горизонтального сжимающего стресса приводят к дегазации серпентинитов. При этом содержащиеся в них легкие газы, такие, как водород, метан, углекислый газ, гелий и т.д., вырываются на поверхность дна в виде факелов на участках разгрузки гидротермальных систем, приуроченных к плоскостям надвигов и глубинных срывов.

Большая вероятность подобного сценария следует из изучения офиолитов. Тектонизированные и рассланцованные серпентиниты, мощностью до нескольких сотен метров, всегда слагают самые нижние части крупных офиолитовых аллохтонов – фрагментов палеоокеанических структур (Оман, Ньюфаундленд и мн. др.), располагаясь между перекрывающими их перидотитовыми милонитами и метаморфической подошвой, образование которой связано с внутриокеаническими надвигами. При этом устанавливается, что серпентинизация перидотитов происходила синхронно с их надвиганием, а степень серпентинизации увеличивается вниз по разрезу, по направлению к базальному надвигу.

Мощные субгоризонтальные тектонические зоны сдвига (shear zones) внутри перидотитовых массивов, целиком сложенные серпентинитами и образовавшиеся в процессе тектонического расслаивания палеоокеанической литосферы, присутствуют многим офиолитовым комплексам. В частно-

сти, такие зоны, мощностью до 350 м, выявлены в перидотитах Жозефин в горах Клатат [31]. Перидотиты в них подверглись интенсивной тектонической переработке вплоть до образования типичных милонитов со структурами течения и будинажа и разлинцованных и рассланцованных серпентинитов. Серпентиниты прорваны недеформированными диабазовыми дайками, входящими в состав дайкового комплекса. Из этого следует, что образование таких зон предшествовало внедрению даек и происходило на океанической стадии развития, до тектонического становления перидотитов в аккреционной структуре гор Клатат. Серпентинизация верхнемантийных перидотитов в зонах сдвига происходила вблизи осевой части срединно-океанического хребта в процессе амагматичного растяжения в отсутствие магматической камеры при температурах <350°C [31]. По мнению авторов данного исследования, серпентинизация такого типа является важнейшей особенностью медленноспрединговых хребтов вообще. Другими словами, речь идет о непосредственной связи серпентинизации с тектоническим расслаиванием верхнемантийных ультрабазитов.

Таким образом, и в Атлантике, и в офиолитовых комплексах – фрагментах литосферы палеоокеанических бассейнов – масштабные процессы серпентинизации непосредственно связаны с тектоническим расслаиванием верхнемантийных образований в осевой части срединно-океанического хребта и в конечном счете с формированием гидротермальных минералообразующих систем, продуцирующих специфические метановые аномалии с низким отношением Mn/CH<sub>4</sub>.

Могут ли гигантские объемы водорода и метана, образующиеся в процессе серпентинизации мантийных ультрабазитов при тектоническом расслаивании литосферы осевой части Срединно-Атлантического хребта, формировать скопления углеводородов, в которых обеспечивалась бы их сохранность? Как показали А.Ю. Леин с соавторами [8], часть этих абиогенно синтезированных газов при взаимодействии морской воды с гарцбургитом вместе с H<sub>2</sub>S выходит в составе флюидов на поверхность дна. Сероводород и водород гидротермальных растворов полностью утилизируются специфической хемоавтотрофной и гетеротрофной микрофлорой вблизи выходов источников на дне. Метан, наоборот, очень устойчивое соединение, и скорость его окисления в водной толще океана, возможного только при участии метаноокисляющих бактерий, очень невелика [8]. По всей видимости, большие его объемы разносятся придонными течениями, поскольку аномально высокие концентрации метана в придонных слоях воды отмечаются на значительном (до 2000 км) удалении от мест истечения флюидов

[27]. Кроме того, значительная часть метана выделяется в атмосферу, способствуя разрушению озонового слоя [21].

По этим причинам вероятность нахождения крупных скоплений углеводородов в коре Срединно-Атлантического хребта весьма мала. И все же при наличии соответствующих ловушек они могут присутствовать в областях тектонически расслоенной литосферы. Чешуйчато-надвиговое строение зон трансформных разломов, в первую очередь, внутренних угловых поднятий в узлах сочленений рифт-разлом и прилегающих сегментов рифтовых долин, создает необходимые предпосылки для образования ловушек поднадвигового типа и прогнозирования скопления углеводородов, по стилю формирования сходных с "подфундаментной" нефтью Б.А. Соколова [20].

Для проверки такого предположения необходимо пробурить хотя бы несколько скважин в трансверсивных хребтах зон трансформных разломов. Первая, и пока единственная, такая скважина (скв. ODP 735B) в Индийском океане, пробуренная в зоне разлома Атлантис-II в Юго-Западном Индийском хребте, прошла 1500 м по габброидам и выявила элементы тектонического сдвигания разреза третьего слоя и участие в покровной структуре хребта серпентинизированных ультрабазитов. Однако последние располагаются не внутри пакета литопластин, а слагают отдельные тектонические останцы в кровле разреза. В основании останцов прослеживается зона динамометаморфических пород, аналогичных образованиям метаморфических подошв, сформированных в процессе внутриокеанического надвигания горячих перидотитов на породы океанической коры и представленных во многих офиолитовых аллохтонах [17].

Аналогичная ситуация имеет место и в офиолитах – палеоаналогах молодых (медленноспрединговых) океанов. Месторождения нефти и газа в них пока не обнаружены. Причина этого кроется не только в отсутствии промышленных залежей, но и в том, что работы по их поискам ведутся недостаточно активно. При этом хорошо известны различные нефтегазопроявления в областях развития офиолитов на Сахалине, Камчатке и во многих других регионах. Присутствие метана и водорода установлено в офиолитовых серпентинитах Омана [40], Орегона [41] и Филиппинских островов [23].

Таким образом, устанавливаются не только пространственные связи между крупными выходами ультрабазитов на поверхность океанского дна и наличием гидротермальных растворов и флюидов, обогащенных водородом и метаном, но и структурно-генетические: водород-метановые аномалии, образовавшиеся в процессе серпенти-

низации ультрабазитов, непосредственно связаны с районами тектонически расслоенной литосферы. Последние обнаружены не только в осевой части Срединно-Атлантического хребта, но и в смежных глубоководных котловинах, в пределах океанских поднятий и на периферии Атлантики, вдоль пассивных континентальных окраин [16]. Все это может значительно расширить круг поисков углеводородного сырья в океане.

Изучение процессов, в первую очередь, тектонических, приводящих в конечном счете к формированию углеводородных скоплений не только в осадочных бассейнах на шельфах и континентальных склонах, но и в центральных районах Атлантики, позволит оценить ресурсный потенциал Атлантического океана как возможного резервного источника энергоносителей в XXI веке. Существенная роль в этих исследованиях должна быть отведена геодинамическому районированию на основе комплексных геолого-геофизических работ, детализации условий тектонического расслаивания литосферы и определению коровых и мантийных составляющих процесса серпентинизации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акимцев В.А., Шарапов В.Н., Колобов В.Ю., Назребицкий В.С., Подгорных Н.М., Симонов В.А., Третьяков Г.А. Гидротермальная активность зоны сочленения Срединно-Атлантического хребта с трансформным разломом Зеленого Мыса // Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 37–50.
2. Богданов Н.А. О тектоническом скучивании коры в океанах // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133–146.
3. Богданов Ю.А. Гидротермальные рудопроявления Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 167 с.
4. Богданов Ю.А., Сагалевич А.М. Геологические исследования с глубоководных аппаратов "МИР". М.: Научный мир, 2002. 270 с.
5. Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Борисов М.В., Буго А., Силантьев С.А., Соколов С.Ю. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Российский журнал Наук о Земле. 2000. Т. 1. № 1. С. 1–13.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
7. Лавров В.М., Бараш М.С. Тектонические фазы в развитии Срединно-Атлантического хребта // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1976. № 3. С. 5–12.
8. Леин А.Ю., Гричук Д.В., Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А. Новый тип гидротермальных растворов, обогащенных водородом и метаном, в рифтовой

- зоне Срединно-Атлантического хребта // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 3. С. 380–383.
9. Мазарович А.О., Симонов В.А., Пейве А.А., Ковязин С.В., Третьяков Г.А., Разницын Ю.Н., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Гидротермальная минерализация разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 526–533.
  10. Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Тектоническое положение гидротермальных полей на Срединно-Атлантическом хребте // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 4. С. 436–439.
  11. Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Положение и перспективы открытия гидротермальных полей в Срединно-Атлантическом хребте // Российский журнал Наук о Земле. 2002. Т. 4. № 6. С. 423–431.
  12. Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Киприани А., Лиджи М., Мазарович А.О., Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Савельева Г.Н., Симонов В.А., Сколотнев С.Г., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Особенности строения разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 803–806.
  13. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Динамика формирования океанической коры в области “сухого” спрединга (7°10' с.ш.–5° с.ш.) Центральной Атлантики // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
  14. Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Пейве А.А. и др. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: магматизм и структура // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 183–199.
  15. Пуцаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Цуканов Н.В., Ляпунов С.М., Шарков Е.В., Мочалов А.Г., Столяров М.И., Кринов Д.И., Раздолина Н.В., Чиприани А. Массивная и прожилково-вкрапленная минерализация в Срединно-Атлантическом хребте в районе разлома Сьерра-Леоне в связи с особенностями его геологического строения // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 1. С. 83–88.
  16. Разницын Ю.Н. Деформации океанической коры и верхов мантии // Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. С. 66–108.
  17. Разницын Ю.Н. Чешуйчато-надвиговая структура поперечного хребта зоны разлома Атлантис-II (Индийский океан) // Докл. РАН. 2002. Т. 386. № 2. С. 1–6.
  18. Разницын Ю.Н., Сколотнев С.Г., Турко Н.Н., Мазарович А.О., Пейве А.А., Штеренберг Л.Е. Зона сочленения разлома Марафон с рифтовой долиной: структура, вещественный состав пород, сульфидная минерализация // Докл. АН СССР. 2001. Т. 319. № 4.
  19. Силантьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология, 1995. Т. 3. № 1 С. 24–36.
  20. Соколов Б.А. Новые идеи в геологии нефти и газа. Избранные труды. М.: Изд-во МГУ, 2001. 480 с.
  21. Сорохтин О.Г., Леин А.Ю., Баланюк И.Е. Термодинамика океанических гидротермальных систем и абиогенная генерация метана // Океанология. 2001. Т. 41. № 6. С. 898–909.
  22. Судариков С.М., Давыдов М.П., Черкашев Г.А., Губенков В.В., Пивоварчук О.А., Казаченок В.Ф., Мухайлов А.Л. Новый район гидротермальной активности в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта (13° с.ш.) // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 5. С. 672–676.
  23. Abrajano T.A., Sturchio N.C., Bohlke J.K., Lyon G.L., Poreda R.L., Stevens C.M. Methane-hydrogen gas seeps, Zambales Ophiolite, Philippines: Deep or Shallow Origin? // Chemical Geology. 1988. V. 71. P. 211–222.
  24. Auzende J.-M., Cannat M., Gente P., Henriot J.-P., Karson J., Lagabrielle Y., Mevel C., Tivey M. Observation of sections of oceanic crust and mantle cropping out on southern wall of Kane FZ (N. Atlantic) // Terra Nova. 1994. V. 6. P. 145–148.
  25. Barriga F.J.A.S., Fouquet Y., Almeida A. et al. Discovery of the Saldanha hydrothermal field on the FAMOUS segment of the MAR (36°30' N) // AGU Fall Meeting. EOS. Transactions. 1998. V. 76. № 45. P. F67.
  26. Bougault H., Charlou J.-L., Fouquet Y., Needham H.D., Vaslet N., Apprio P., Baptist P.J., Rona P.A., Dmitriev L., Silantiev S. Fast and Slow Spreading Ridges: Structure and Hydrothermal Activity, Ultramafic Topographic Highs, and CH<sub>4</sub> Output // Jour. Geophys. Res. 1993. V. 98. № B6. P. 9643–9651.
  27. Bougault H., Aballea M., Radford-Knoery J. et al. FAMOUS and AMAR segments on the Mid Atlantic Ridge: ubiquitous hydrothermal Mn, CH<sub>4</sub>, <sup>3</sup>He signals along the rift valley walls and rift offsets // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 161. P. 1–17.
  28. Cannat M., Lagabrielle Y., Bougault H., Case J., et al. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15° N region // Tectonophysics. 1997. V. 279. P. 193–213.
  29. Cannat M., Mevel C., Deplus Ch. et al. The crust, ultramafic exposures and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°–24° N) // Geology. 1995. V. 23. № 1. P. 49–52.
  30. Casey F., Cannat M., Bougault U. MAR survey opens window to offset drilling // JOI/USSAC Newsletter. 1992 V. 5. № 3. P. 1–3, 10.
  31. Coulton A.J., Harper G.D., O'Hanley D.S. Oceanic versus emplacement age serpentinization in the Josephine ophiolite: Implication for the nature of the Moho at intermediate and slow spreading ridges // Jour. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B11. P. 22.245–22.260.
  32. Detrick R.S., Mutter J.C., Buhl P., Kim I.I. No evidence from multichannel reflection data for a crustal magma chamber in the MARK area on the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1990. V. 347. № 6288. P. 61–64.
  33. Fouquet Y., Barriga F., Charlow J.L. et al. FLORES diving cruise with the Nautile near the Azores – First dives on the Rainbow field: hydrothermal seawater/mantle interaction // InterRidge News. 1998. V. 7. № 1. P. 24–28.

34. *German C.R., Parson L.M.* Distributions of hydrothermal activity along the Mid-Atlantic Ridge: interplay of magmatic and tectonic controls // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 160. P. 327–341.
35. *Gracia E., Charlou J.L., Radford-Knoery J., Parson L.M.* Non-transform offsets along the Mid-Atlantic Ridge south of the Azores (38–34° N): ultramafic exposures and hosting of hydrothermal vents // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 177. P. 89–103.
36. *Kelley D.S., Karson J.A., Blackman D.K., et al.* An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30° N // *Nature*. 2001. V. 412. P. 145–149.
37. *Matsumoto T., Kelemen P.B.* and MODE'98 Leg 1 shipboard scientific party. Precise geological and geophysical mapping on both sides of the 15°20' N Fracture Zone on the MAR – tectonic extension and its consequent exposure of ultramafic and plutonic rocks along the magma-poor ridge axis (MODE'98 Leg 1 Cruise) // *Inter Ridge News*. 1998. V. 7(2). P. 13–17.
38. *Mevel C., Cannat M., Gente P., Marion E., Auzende J.M., Karson J.A.* Emplacement of deep crustal and mantle rocks on the west median valley wall of the MARK area (MAR, 23° N) // *Tectonophysics*. 1991. V. 190. P. 31–53.
39. *Moos D., Zoback M.D.* Utilization of observations of well bore failure to constrain the orientation and magnitude of crustal stresses: application to continental, Deep Sea Drilling Project, and Ocean Drilling Program boreholes // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. № 6. P. 9305–9325.
40. *Neal C., Stanger G.* Hydrogen generation from mantle source rocks in Oman // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 66. P. 315–319.
41. *Poreda R.J., Marti K., Craig H.* Rare gases and hydrogen in native metals // Eds: K. Gopalan, et al. // *From Mantle to Meteorites*. Indian Ac. Sci. 1990. P. 153–172.
42. *Rona P.A., Bougault H., Charlou J.L. et al.* Hydrothermal circulation, serpentinisation and degassing at rift valley-fracture zone intersection: Mid-Atlantic Ridge near 15° N, 45° W // *Geology*. 1992. V. 20. № 4. P. 783–786.

Рецензенты: *Н.А. Богданов, А.Л. Книппер*

## Tectonic Delamination of the Lithosphere and Formation of Ultramafite-Related Hydrothermal Fields and Methane Plumes in the Atlantic Ocean

Yu. N. Rasnitsyn

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

**Abstract**—The paper discusses active hydrothermal fields in the Atlantic that are associated with ultramafites. It has been demonstrated that large-scale serpentinization processes were induced by tectonic delamination of the upper mantle rocks in the axial part of the Mid-Atlantic Ridge, which finally gave rise to hydrothermal mineralization that produces specific hydrogen-methane anomalies with low Mn/CH<sub>4</sub> ratios. The tectonic delamination of young lithosphere takes place in a setting of “dry” spreading with magma deficiency. This is accompanied by the uplift of mantle rocks to the seafloor along deep-seated gently dipping detachment fault and thrust systems, to which hydrothermal systems discharge sites are confined within the hydrothermal fields.

УДК 551.242.2(261/264)

## РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ СЛОЖНОГО СТРОЕНИЯ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

© 2003 г. Ю. М. Пущаровский

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

Поступила в редакцию 24.03.2003 г.

Наряду с монотроговыми разломными зонами, в Атлантике значительное место занимают разломные структуры сложного строения. Среди последних выделяется три группы: парные системы, ветвистые и представленные несколькими тесно сближенными параллельными разломами. Примеры первой группы – системы Марафон–Меркурий в Центральной Атлантике и Гоф – в Южной. Ко второй группе относятся разломные зоны Хейса, Атлантис, Архангельского, Романш. Третью группу представляют разломные зоны Сан-Паулу, Мартин Вас, Рио де Жанейро, Риу Гранди. Автор полагает, что разломные зоны группы I образовались в ходе движения литосферных масс в стороны от оси Срединно-Атлантического хребта с особенно прочной связью векторов этого движения с глобальной регматической сетью трещин. Разломные зоны II группы связаны с непостоянством глубинных геодинамических обстановок. В образовании разломных зон III группы большая роль принадлежит такому геодинамическому фактору, как продольное растяжение срединно-океанического хребта. Некоторые разломные зоны несут смешанные признаки, в том числе и одинарных морфоструктур.

### ВВЕДЕНИЕ

В изданной несколько лет тому назад монографии исследовались разломные зоны Центральной Атлантики, приуроченные к ее приэкваториальной области [6]. В соответствии с уровнем знаний того времени в ней были охарактеризованы разломные зоны от Зеленомысской (15°20') до зоны Романш, простирающейся вдоль экватора. Основу монографии составили данные, полученные экспедициями Геологического института РАН на НИС “Академик Николай Страхов”. Но были привлечены и другие материалы. Один из основных выводов, приведенных в монографии, следующий: “Морфоструктурный анализ поперечных разломов в Центральной Атлантике свидетельствует об их больших различиях во внутренней структуре. Одни из них имеют простую структуру, отраженную в единичном желобе-трое, простирающемся иногда на очень большие расстояния. Другие включают несколько субпараллельных элементов и, соответственно, в поперечном сечении имеют сложный и обычно контрастный рельеф” [6, с. 23]. В качестве примера сложно построенной разломной зоны отмечалась разломная зона Сан-Паулу.

В 2000 году вышла в свет капитальная монография А.О. Мазаровича [3], посвященная широкому спектру тем, касающихся геологии области Атлантического океана, заключенной между 25° с.ш. и 15° ю.ш. В ней поперечные разломные структуры океанского дна разделены на три группы: моноразломные, сдвоенные и полиразлом-

ные. первую из них иллюстрирует разлом Страхова и многие другие; вторую – система Марафон–Меркурий и третью – разломная зона Сан-Паулу. Это хорошая классификация, не вызывающая возражений.

В настоящей статье автор рассмотрит разломные зоны сложного строения более подробно, чтобы оценить значимость этого явления в разломной тектонике Атлантики, с одной стороны, и подойти к условиям их образования, с другой.

### ОПИСАНИЕ СТРУКТУР

Ниже будут даны краткие описания целого ряда представительных разломных зон (трансформных разломов) сложного строения. Исходные материалы по ним не одинаковы, но все же имеющиеся сведения позволят провести их сравнительный анализ. В значительной части они показаны на рис. 1. В тексте будут широко использованы данные, содержащиеся в книгах [3, 6], и карты [10, 13].

#### Разломная зона Марафон–Меркурий

В полосе между 12–14° с.ш. отчетливо выделяется парная разломная система, представленная разломами Марафон и Меркурий (рис. 2). Они параллельны, простираются на расстояние >2000 км, а отстоят один от другого не более чем на 60 км. Северный из них, разлом Марафон, выражен, главным образом, узким желобом, имеющим в межрифтовой части V-образный профиль, с глу-

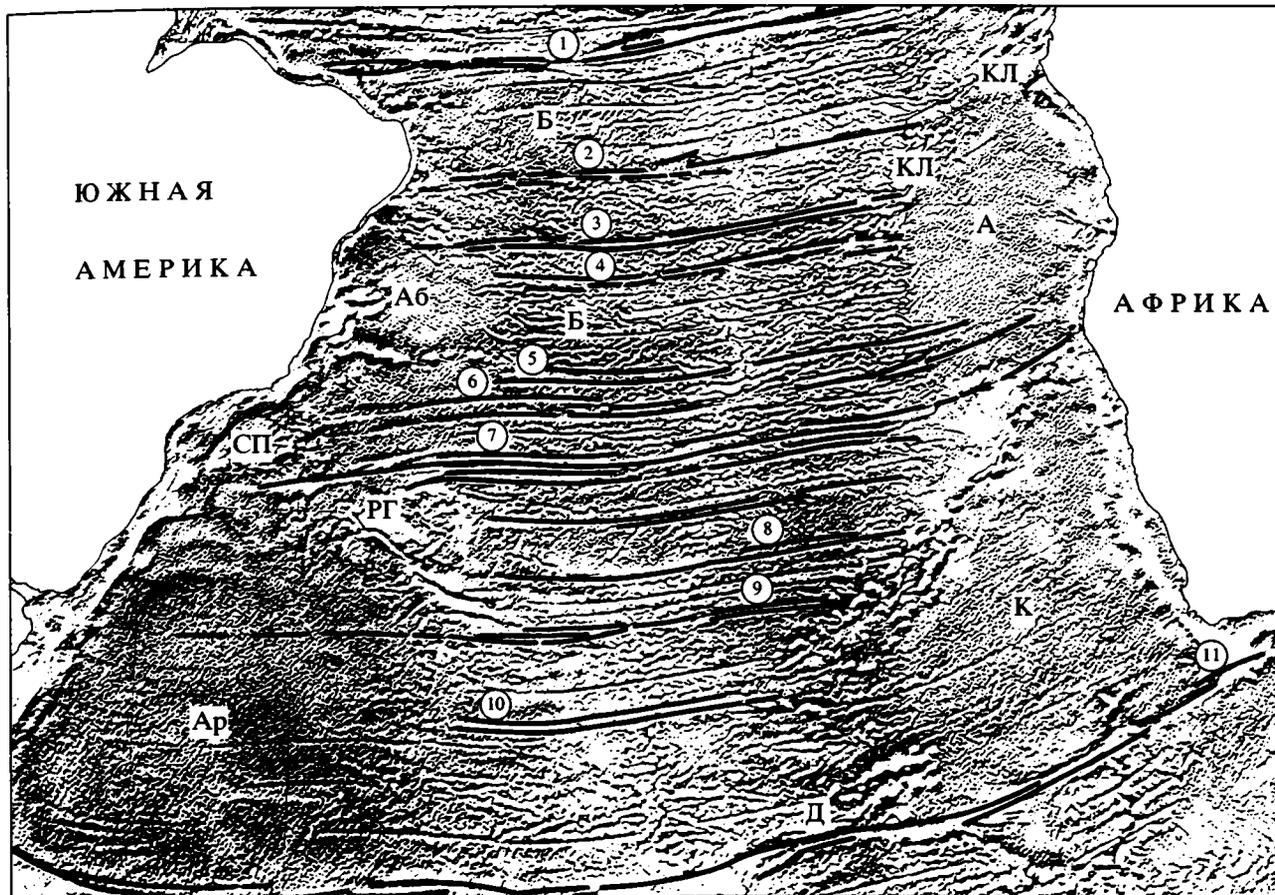


Рис. 1. Разломные структуры сложного строения в Южной Атлантике. Картографическая основа – Гравиметрическая карта Мирового океана [13].

Цифры в кружках – разломные структуры: 1 – Романш, 2 – Вознесения, 3 – Бодэ-Верде, 4 – Кардно, 5 – Мартин Вас, 6 – Рио де Жанейро, 7 – Риу Гранди, 8 – Кокс, 9 – Монтевидео, 10 – Гоф, 11 – Агульяс-Фолклендский. Буквами обозначены глубоководные впадины и поднятия. Впадины: Б – Бразильская, А – Ангольская, Ар – Аргентинская, К – Капская. Поднятия: Аб – Аброльос, СП – Сан-Паулу, РГ – Риу Гранди, КЛ – Камерунская линия, КХ – Китовый хребет, Д – Дискавери. Осветленная полоса в середине рисунка – гребневая зона Срединно-Атлантического хребта.

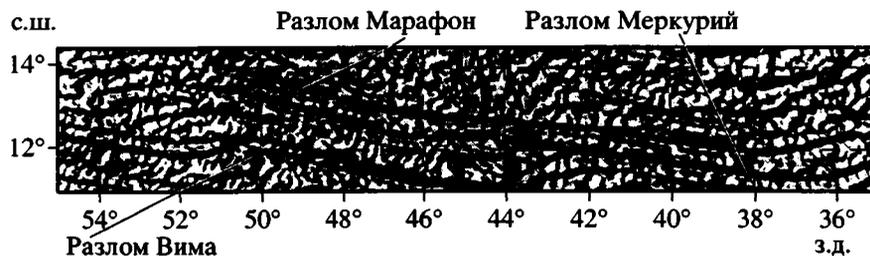


Рис. 2. Карта гравитационных аномалий по данным спутниковой альтиметрии между 11 и 14°30' с.ш. Из работы [3].

биной 4600–5000 м. В районе западной нодальной впадины имеется угловое поднятие – высокая гора Ферсмана (глубина 1670 м), являющаяся молодой вулканической постройкой центрального типа.

Разлом Меркурий по многим признакам сходен с разломом Марафон. Он также выражен в рельефе системой узких депрессий, но с несколь-

ко меньшими глубинами (имеется в виду межрифтовая часть). О хребте между желобами Марафон и Меркурий А.О. Мазарович пишет, что он “имеет ширину около 40 км. К западу от рифтовой долины (44°05' з.д.) его северный склон круче южного; к востоку – асимметрия меняется на обратную. Поверхность хребта ровная, и ее глубины

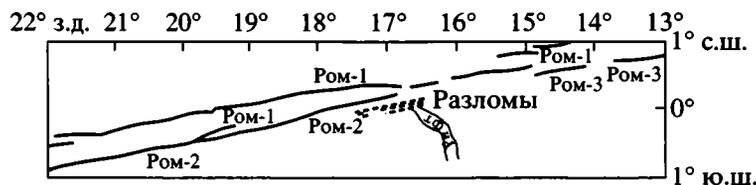


Рис. 3. Фрагмент разломной зоны Романш. По материалам 13-го и 16-го рейсов НИС "Академик Николай Страхов". Показаны осевые линии разломных трогов Ром-1, Ром-2 и Ром-3 – составные элементы разломной зоны.

уменьшаются в сторону рифтовой долины (от 3300 м до 2700 м на западе и от 2700 м до 2400 м на востоке). На вершинной поверхности и в верхней части склона расположены отдельные холмы и горы как конусообразной, так и столбовообразной формы. Эти формы рельефа не покрыты осадками" [3, с. 85].

По морфоструктурным особенностям к разломной зоне Марафон–Меркурий очень близка разломная зона Гоф в Южной Атлантике. Несколько слов о ней будет сказано ниже.

### Разломная зона Романш

Это крупнейшая разломная зона, разграничивающая Южную и Центральную Атлантику (демаркационный разлом). Как показывает спутниковая альтиметрия, разлом представлен в виде сплошной и четко выраженной полосы, отходящей от Южной Америки и простирающейся в районе экватора в северную часть Гвинейского залива. Он проявлен мощно и ярко. Протяженность разлома (океанская часть) 4000 км при ширине 80 км, а смещение осевого рифта вдоль него 950 км – самое значительное в Атлантике.

Как по простиранию, так и вкрест простирания строение разломной зоны меняется. Наилучшим образом зона Романш изучена на отрезке между 13 и 22° з.д. (рис. 3). С севера она отделена крупнейшим трансверсивным хребтом (длинной несколько сотен километров), возвышающимся над сопредельной равниной на 3.5 км. Южнее хребта простирается разломная зона (Ром-1), осложненная протяженными депрессиями и сходная по структуре с односторонним грабеном с поднятым северным крылом. Далее на юг вновь выделяется хребет, осложненный серией частных кулисных поднятий. Южнее хребта под некоторым углом к линии простирания Ром-1, срезая последний, протягивается структура Ром-2, представляющая собой очень молодой, активно развивающийся в настоящее время, структурно хорошо выраженный разломный желоб. На восток он прослеживается до района восточного рифта срединного хребта. С ним связана одна из самых значительных глубин в Атлантике –7856 м (впадина Вима).

Южный борт разломной долины представлен не сплошным трансверсивным хребтом, а отдельными поднятиями, чаще линейными, а иногда изометричными. Поднятия рассечены или разделены субмеридиональными разломами и грабенообразными структурами. На востоке региона простирается узкий прогиб, выделяемый как разломная структура Ром-3.

Из сказанного видно, что разломной зоне Романш свойственна изменчивость геодинамического режима как во времени, так и в пространстве. Разные ее части характеризуются разной геологической историей.

### Разломная зона Сан-Паулу

Эта разломная зона представляет группу разломных структур Атлантики, отличающихся наиболее сложным внутренним строением. Она простирается от континентальной окраины Южной Америки до континентальной окраины Африки, немного севернее разломной зоны Романш. Разломная зона Сан-Паулу состоит из нескольких субпараллельных депрессий, разделенных хребтами. В поперечном сечении между 24°40' и 26°40' з.д. Г.В. Агаповой выделено четыре субширотных разломных депрессий и соответственно три разделительных хребта (рис. 4) [1]. А.О. Мазарович приводит следующие данные о протяженности разломов, образующих разломную зону. Разлом Сан-Паулу 1 (0°52' с.ш.) – 4200 км; Сан-Паулу 2 (0°50') – 750 км; Сан-Паулу 3 (0°45') – 713 км; Сан-Паулу 4 (0°30') – 2425 км [3]. Глубина дна в депрессиях возрастает с севера на юг от 3700 до 4200 м. Депрессии узкие, контрастно выделяющиеся в рельефе дна. Общая ширина по ним разломной зоны ~65 км. В других местах она может быть более значительной. Разграничивающие ее хребты несут многочисленные горы. Одна из гор выступает из воды в виде скал Св. Петра и Павла, где выходят ультрабазиты с возрастом пород 835 млн. лет. Структура разбита перпендикулярными узкими рифтами осевой зоны Срединно-Атлантического хребта. Далее обратимся к разломным зонам Южной Атлантики.

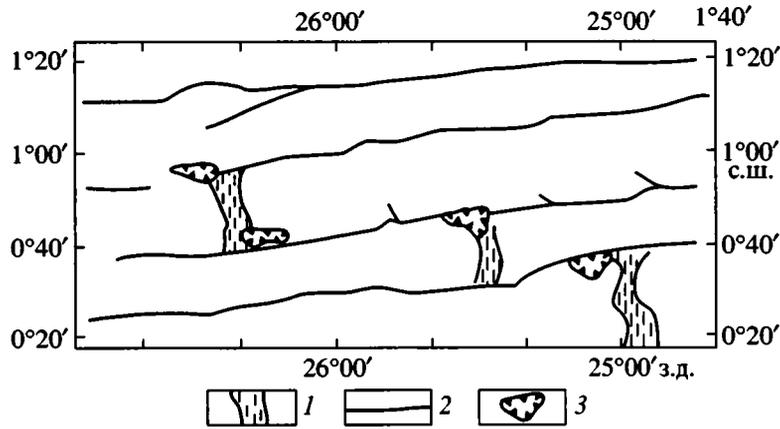


Рис. 4. Разломная зона Сан-Паулу по [1].

1 – фрагменты осевого рифта Срединно-Атлантического хребта; 2 – осевые линии разломных трогов; 3 – нодальные впадины.

### Разломная зона Мартин Вас

Описываемая разломная зона располагается в районе 20° ю.ш. На гравиметрической карте видно, что она простирается от западного края Бразильской глубоководной впадины до западной окраины Ангольской впадины на расстоянии ~3150 км. Простирание разломной зоны ЗЮЗ–ВСВ, как и всей системы разломов Южной Атлантики. На восточном фланге Срединно-Атлантического хребта она отгибается в северном направлении. Глубина дна в ней >4000 м. Смещение осевого рифта вдоль разломной зоны 15 км.

По данным предсказанной батиметрии, сейсмике и магнитометрии, севернее современной разломной зоны по обе стороны Срединно-Атлантического хребта на близком расстоянии выделяются сопровождающие ее погребенные (fossil) разломы [8]. История их образования такова (рис. 5). На временном отрезке 80–120 млн. лет назад разломная зона была двойной. Позднее, в интервале 20–80 млн. лет структура ее осложнилась и стала тройной. В еще более позднее время – 5–20 млн. лет она вновь оказалась двойной, а ныне одинарной.

О сложной геодинамике свидетельствуют также частные структурные элементы, имеющиеся внутри разломной зоны, с их изменчивыми простираниями.

### Разломная зона Рио де Жанейро

Разломная зона Рио де Жанейро располагается между южным тропиком и разломной зоной Мартин Вас. На Гравиметрической карте [13] она прослеживается из южной части Ангольской впадины до окраинно-континентального выступа Сан Паулу, ограничивая его с севера, т.е. на расстоянии ~4200 км. Простирание зоны ВСВ. На

Батиметрической карте ГЕБКО [10] структура отсутствует.

Строение разломной зоны сложное. Это не единый сплошной разлом, а сочетание сближенных линейных разломных элементов разной длины (см. рис. 1).

В гребневой полосе Срединно-Атлантического хребта на Гравиметрической карте разлом не выражен, что местами наблюдается и в некоторых других разломах (разломные зоны Мартин Вас, Св. Елены и др.). К западу от гребневой полосы в поперечном сечении наблюдается сначала двухчленная структура разлома, а далее на запад – трехчленная.

В работе [2] между 21 и 22° ю.ш. даны два поперечных профиля, пересекающих Срединно-Атлантический хребет, которые, как представляется, соответствуют двум разломам, образующим разломную зону (рис. 6). Район заключен между 11 и 13° з.д. Профили отражают усложненный рельеф разломов. В северном из них глубины достигают 4020, в южном – 4400 м. В работе приводится ряд поперечных профилей через другие разломные структуры, вплоть до 29° ю.ш., внутреннее строение которых существенно проще. Морфоструктурные черты разломной зоны Рио де Жанейро коррелируются с историко-геодинамическими, намеченными в публикации [7]. В ней эта зона занимает полосу между 21°10' и 22°40' ю.ш., т.е. имеет ширину 160 км. Срединно-Атлантический

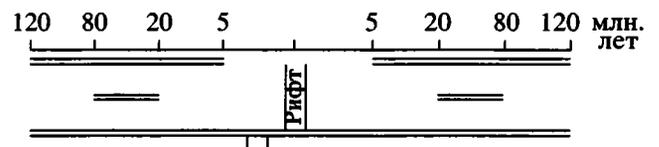


Рис. 5. Принципиальная схема развития разломной зоны Мартин Вас за 120 млн. лет, по [8].

Двойной линией показаны разломные структуры.

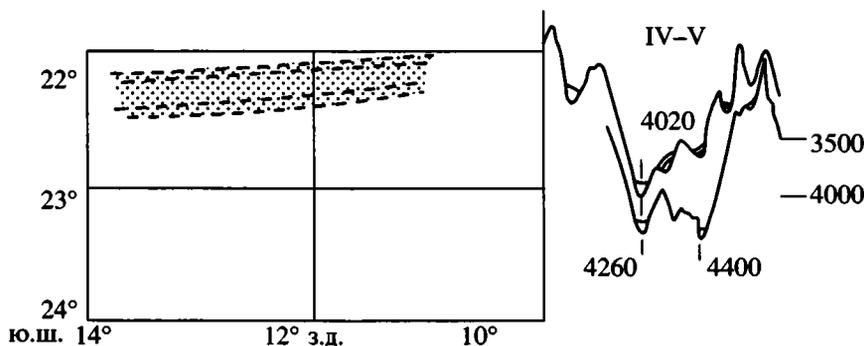


Рис. 6. Поперечные профили трансформных разломов в районе 22° ю.ш. [2].

Римскими цифрами обозначены сближенные трансформные разломы и соответствующие им поперечные профили. Цифры на профилях – глубина дна, м.

хребет внутри разломной зоны делится трогом на два сегмента: северный, длиной 90 км, и южный – 40 км. Таким образом, ее строение трехчленное (рис. 7). В северном сегменте на коре древнее 2 млн. лет по предсказанной батиметрии выделяются два погребенных разлома, один на отрезке 2–10 млн. лет, а другой – между 5 и 50 млн. лет. Тем самым, на уровне 5–10 млн. лет разломная зона Рио де Жанейро имеет пятичленное строение. На уровне 50 млн. лет ее структура четырехчленная. Для коры между 50–75 млн. лет по предсказанной батиметрии и сейсмике различаются всего три протяженных разломных зоны. На коре между 75 и 120 млн. лет разломная зона была двойной. Таким образом (резюме авторов), разломная зона Рио де Жанейро, являясь тройной в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта, западнее становится пятичленной, затем четырехчленной и далее двойной.

Соответственно, выясняется этапность в формировании ее структуры, начиная с аптского вре-

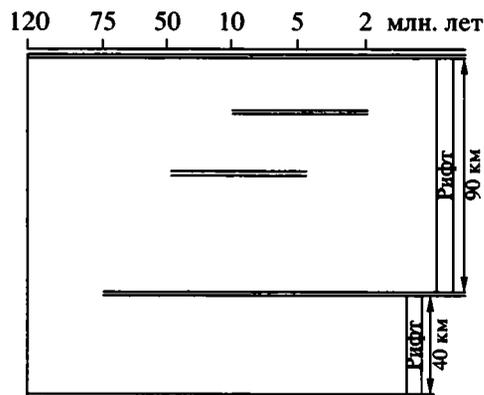


Рис. 7. Принципиальная схема развития разломной зоны Рио де Жанейро к западу от оси Срединно-Атлантического хребта за 120 млн. лет, согласно [7].

Двойные линии – то же, что на рис. 5.

мени. За прошедший период времени суммарное смещение оси хребта по разлому составило 250 км.

### Разломная зона Риу Гранди

Описываемая разломная зона принадлежит группе особенно крупных и тектонически значимых разломных структур Атлантического океана. Она простирается от Африки до континентальной окраины Южной Америки на расстояние ~4700 км. На востоке эта зона разграничивает Ангольскую впадину и северное окончание Китового хребта, а на западе – поднятие Сан Паулу, находящееся к северу от нее, и поднятие Риу Гранди, расположенное южнее. Срединно-Атлантический хребет делится разломной зоной на северную и южную части, отличающиеся по строению. К югу от нее Срединно-Атлантический хребет резко расширяется. Если между экватором и южным тропиком ширина хребта по изобате 4000 м варьирует в пределах 1100–1400 км, то в южной области, в широтах 40–45° ю.ш., она достигает 2000 км. В более крупном плане разломная зона Риу Гранди является тектоническим разделом северной и центральной областей Южной Атлантики, сходно с тем, как Акульяс-Фолклендская разломная зона отделяет центральную область от Антарктической. Большие различия в тектонике между тремя упомянутыми областями (структурные формы, тектонический план) отчетливо видны на существующих картах. Все сказанное позволяет отнести разломную зону Риу Гранди к категории демаркационных структур.

Разломная зона на всем протяжении фактически непрерывна. На картах она выражена в виде слабо волнистой линии с простираем ВСВ. Местами прослеживаются сопровождающие ее дополнительные разломы, так что общая ширина зоны равна ~140 км. На западе и востоке разломная зона имеет четырехчленное строение. Смещение осевого рифта Срединно-Атлантического хребта по разломной зоне составляет 42 км (правосторонний сдвиг), а в эоцене составляло 100 км

[11]. Форма главной разломной долины V-образная [5]. На глубине 3000 м ширина долины 20–25 км, а на глубине 4500 м – 6 км. Наибольшая глубина долины приурочена к пересечению с нодальной впадиной восточного интерсекта, где составляет 4800 м. На дне выделяются узкие трюги (2 км шириной). Стены долины на глубинах менее 3000 м изрезанные, зубчатые. Общая схема ее строения дана на рис. 1.

Принадлежность к группе демаркационных разломных структур описываемой разломной зоны означает длительность и сложность ее развития. Если судить о ее соотношениях со структурами континентальных окраин Южной Америки и Африки, то можно предполагать, что на западном окончании (район поднятия Сан Паулу) она зародилась в апте-альбе, а на восточном (район Китового хребта) – в позднем мелу.

### Агульяс-Фолклендская разломная зона

Это крупнейшая разломная структура в Атлантическом океане. Она соединяет южные окончания Африки и Южной Америки, протягиваясь на расстояние около 6200 км. Ширина разломной зоны вдоль простирания меняется, но в целом не выходит за пределы десятков километров. Смещение осевого рифта Срединно-Атлантического хребта по ней составляет около 300 км. На Гравиметрической карте [13] разлом выражен очень резко, пологоволнистой линией отрицательных аномалий. Эта линия отделяет Антарктическую область Атлантики, где исчезает Срединно-Атлантический хребет и где характер тектоники совсем иной, чем к северу от нее (см. рис. 1). Ее главные структурные особенности – Фолклендский континентальный выступ, Южной-Атлантический хребет и где характер тектоники совсем иной, чем к северу от нее (см. рис. 1). Ее главные структурные особенности – Фолклендский континентальный выступ, Южно-Антильский структурный комплекс, тройное сочленение Буве, приафриканский комплекс континентальных и океанических блоков. Главнейшие формы области, лежащей севернее, – континентальных и океанических блоков. Главнейшие формы области, лежащей севернее, – Аргентинская и Капская глубоководные впадины и разделяющий их срединный хребет. Поскольку впадины заложены в раннем мелу [5], нужно считать, что начало образования Агульяс-Фолклендской разломной зоны относится к тому же времени. По всем признакам это демаркационный разлом. С геодинамической точки зрения это трансформная структура с правосторонним смещением. Изменчивость ширины разломной зоны связана с осложнениями ее строения. В самых общих чертах этот разлом может быть разделен на три основных отрезка: западный, центральный и восточный. Центральный

отрезок, где разломная зона пересекает срединный хребет, имеет, судя по Гравиметрической карте [13], простое строение (монотрог), но за пределами хребта как к западу, так и к востоку структура становится двойной, а на отдельных участках, благодаря ветвлению, и более сложной.

Западный отрезок разломной зоны выражен крупным сбросом, разграничивающим Фолклендский континентальный выступ и Аргентинскую впадину с опусканием дна до глубин 6200 м. Восточный отрезок обрывает расположенную к югу малую спрединговую систему Метеор [4]. К югу от Африки разломная зона отделяет плато Агульяс.

Восточный отрезок разломной зоны, в отличие от центрального и западного, изучался достаточно основательно [9]. Район, где выполнялись сейсмопрофили, охватывает пространство между 21 и 31° в.д. и простирается на 1200 км (рис. 8). В пределах разломной зоны с ЮЗ на СВ выделены четыре сегмента различного строения. Крайний юго-западный сегмент (А) представлен глубоководным бассейном, вытянутым вдоль разлома, и сопровождающим его с южной стороны вулканическим хребтом. Осадочный комплекс в этом бассейне мощностью 3 с (двойное время пробега) в верхней части хорошо стратифицирован и слабо деформирован, а в нижней – проследивается лишь несколько рефлекторов и деформации более существенные. Следующий сегмент (Б) выражен в основном погруженным под осадки хребтом, который с севера также сопряжен с прогибом. Третий и четвертый отрезки (В, Г) расщепляют гондванские комплексы крутого континентального склона, позволяющие авторам строить палеорекострукции и рассуждать о времени образования Агульяс-Фолклендской разломной зоны. Наиболее ранняя палеорекострукция относится ко времени ~135 млн. лет, т.е. заложение разломной зоны относится к раннемеловому времени.

Приведенные данные ярко иллюстрируют изменчивость строения разломной зоны по простиранию, притом на большом расстоянии.

### Другие разломы

Помимо рассмотренных выше сложных по строению разломных зон, в Южной Атлантике имеются и другие.

Одна из них – разломная зона В о з н е с е н и я, простирающаяся от района Камерунской вулканической линии в запад-юго-западном направлении до подводного континентального выступа Ресифи в пределах южноамериканской континентальной окраины. Ее длина ±3150 км, ширина – несколько десятков километров. Это трансформный разлом с правосторонним смещением осево-

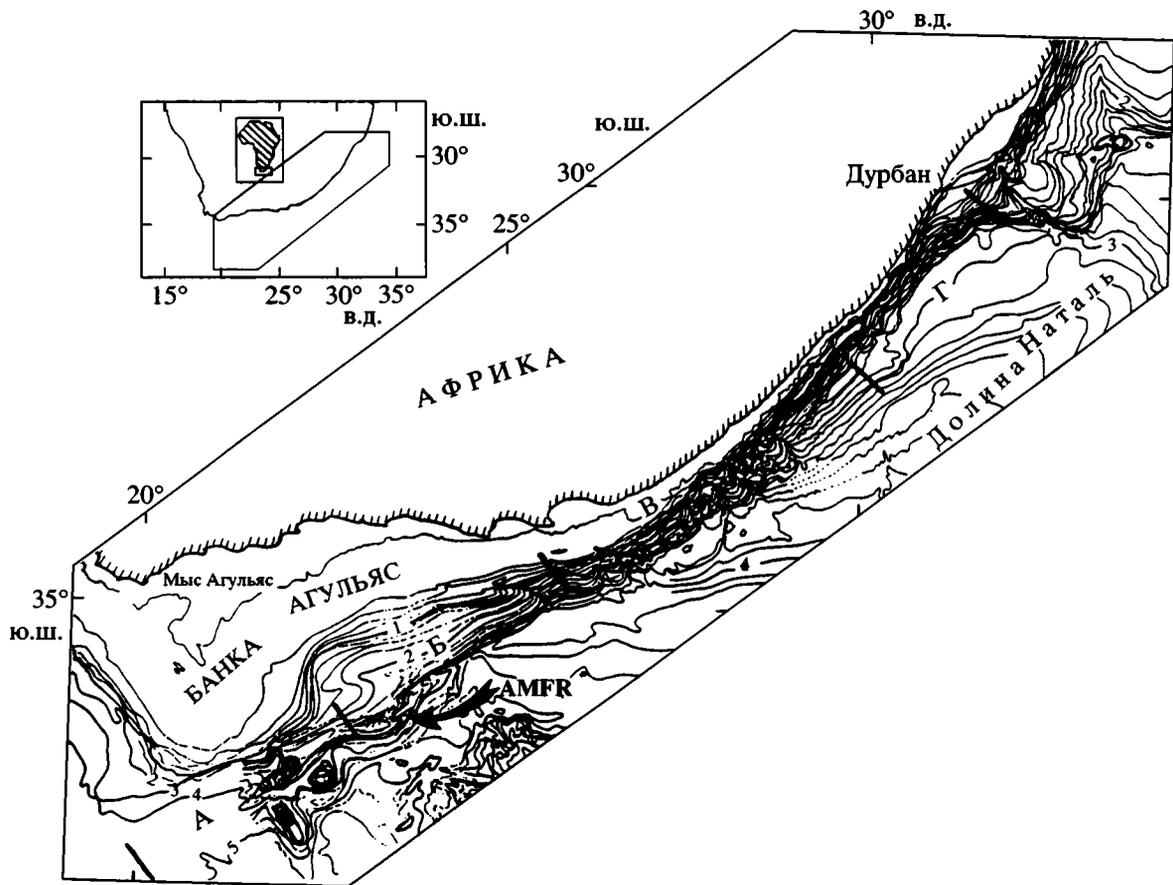


Рис. 8. Батиметрическая карта восточного окончания Агульяс-Фолклендской разломной зоны [9].

Цифры – изобаты в километрах. Буквами А, Б, В, Г обозначены отличные по строению сегменты. AMFR – вулканический хребт Агульяс, ограничивающий с юга разломную зону.

го рифта Срединно-Атлантического хребта, равным 230 км. На Гравиметрической карте [13] к западу от оси хребта видно сдвоенное строение разломной зоны – два параллельных тесно сближенных разлома (см. рис. 1). Однако, судя по некоторым признакам, местами структура может быть и более сложной.

В 400 км южнее простирается другая крупная разломная зона – Бодэ-Верде. Ее длина ~3000 км, а ширина тоже десятки километров. Она является также трансформным разломом с правосторонним смещением рифта ~200 км. В отличие от разломной зоны Вознесения, разломная структура Бодэ-Верде имеет двучленное строение фактически на всем протяжении.

Еще далее на юг, в 200 км от предыдущей трансформы, простирается менее значительная также двойная разломная зона – Кардино. Она пересекает Бразильскую впадину, но не заходит в Ангольскую. Насколько можно судить по Гравиметрической карте [13], внутреннее строение зоны сложнее двух предыдущих. Трансформное смещение по ней составляет ~100 км.

В акватории между разломными зонами Риу Гранди и Агульяс-Фолклендской также имеется несколько разломных структур сложного строения. Самая Северная из них простирается между Китовым хребтом и поднятием Риу Гранди на 2500 км. В сводовой части Срединно-Атлантического хребта она двойная. Троги сильно сближены. Трансформное смещение здесь небольшое.

Далее на юг, между 32 и 33° ю.ш., протягивается разлом Кокс, имеющий длину, близкую к предыдущей, но отличную по величине трансформного смещения, которое составляет 92 км. Двойная структура прослеживается здесь к востоку от рифтовой зоны САХ.

Еще южнее, от Китового хребта до западной части Аргентинской впадины, на расстояние ~4000 км простирается разломная зона Монтевидео. По сравнению с предыдущими ее строение более сложное. В ее поперечном профиле местами выделяется несколько разломных долин, имеющих, однако, сравнительно небольшую протяженность. Смещение осевого рифта по этой зоне составляет лишь несколько километров.

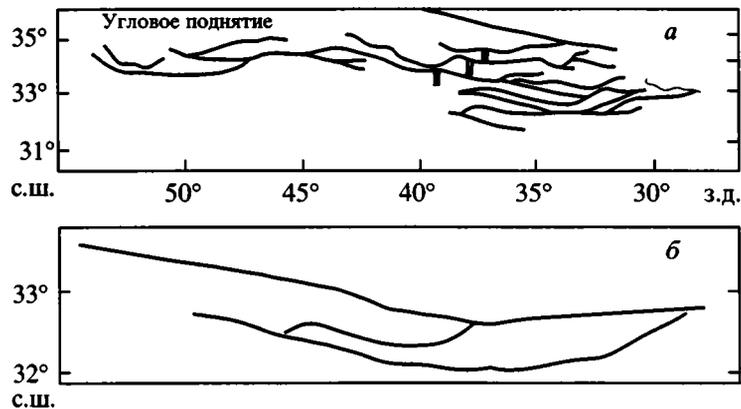


Рис. 9. Ветвистая структура разломной зоны Хейса [14].

Двойная линия – осевой рифт Срединно-Атлантического хребта. Внизу – увеличенная часть разломной зоны; показаны осевые линии разломных долин.

Наконец, между южным окончанием Китового хребта и Аргентинской впадиной на всех картах резко выделяется двойная разломная система Гоф. Ее характерная черта – два параллельных почти одинаковых по длине (~1900 км) и внутреннему строению разлома-близнеца, отстоящих один от другого на расстояние ~60 км.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотрение приведенных фактических сведений показывает, что трансформные разломы значительно различаются по строению, что указывает на специфику условий их образования и развития. В этом аспекте выделяются три основных группы разломных структур сложного строения. Одна из них представлена двумя сближенными параллельными разломами, примерно одинаковой длины и достаточно сходными по строению. В Южной Атлантике такого рода структурами являются разломные зоны Бодерверде и Гоф; в Центральной – парная система Марафон–Меркурий. Разломная зона Гоф, как уже отмечалось выше, простирается на 1900 км. Расстояние между разломными трогами составляет ~60 км. Она весьма похожа на разломную систему Марафон–Меркурий. Длина последней 1800 км. Отстоят разломы друг от друга на 65 км [6]. Глубины дна в разломных трогах превышают 4000 м. Более значительны они в разломе Меркурий (местами свыше 5000 м). Характерна почти строгая параллельность парных разломов, определяющая единство структурного комплекса.

Такие двойные системы вряд ли можно связать только с геодинамикой по модели спрединга. Автор приходит к мысли об отражении или субширотной макротрещиноватости земной коры, которая в данном случае отвечает одному из основ-

ных направлений планетарной регматической сети. Именно на такую связь указывает геометрия этих систем.

Обратимся к другой группе сложных разломных зон. В плане она представлена сочетаниями ветвистых элементов на отдельных участках разломной зоны. В некоторых случаях ветвистость создается новообразованными трогами, внедряющимися в основной разлом. Именно такая ситуация имеет место в хорошо изученной разломной зоне Романш. В ней наблюдается косое срезание молодым разломом более древнего. Геодинамическая интерпретация этого явления проста: изменчивость во времени режима спрединга в срединном хребте, ответственного за формирование трансформных разломов. Именно этот фактор играет главную роль в образовании ветвистых участков сложных разломных зон.

В работе [12] авторы проводят геодинамическую параллель между разломными зонами Романш и Эндрю Байн, простирающимся в полосе тектонического раздела Атлантического и Индийского океанов, при этом выделяя их в особый класс *multifault zones*. Разлом Эндрю Байн имеет ширину 120 км, а смещение по нему составляет 750 км.

Ветвистость разломных структур, помимо разломной зоны Романш, видна в целом ряде других разломов Центральной Атлантики. Она проявлена в разломной зоне Хейса (рис. 9) [14]; в западном и восточном сегментах разлома Атлантис; на западе разлома Архангельского, где представлена пучком расходящихся лучей. По этому поводу у А.О. Мазаровича имеется высказывание, что «морфоструктура пассивных частей разломов к востоку от осевой зоны САХ (имеется в виду район между 11 и 16° с.ш.) усложняется за счет того, что их депрессии ветвятся и распадаются на не-

большие отрезки, разделенные узкими межразломными блоками и грядами. Здесь установлено около 10 трогов, расстояние между которыми также не остается постоянным, и они испытывают изменения простираций” [3, с. 86].

Ранее на основе анализа батиметрических крат рисовалась большая ветвистость трогов в пределах разломных зон Зеленого Мыса и Долдрамс [6], но на Гравиметрической карте [13], вышедшей позднее, такое явление если и выражено, то недостаточно ясно.

Третью группу сложных разломных зон представляют системы, состоящие из нескольких сближенных параллельных разломов. Такие разломы возникают и отмирают в ходе геологической истории разломной зоны.

Выразительным примером в этом отношении является разломная зона Рио де Жанейро. В работе [7] на основании анализа предсказанной батиметрии и сейсмических данных рисуется картина развития данной зоны на протяжении последних 120 млн. лет. Первоначально (см. рис. 7) она имела двухчленное строение, затем число трогов увеличилось, так что между 5–10 млн. лет их оказалось пять, но потом уменьшилось, и в настоящее время разломная зона имеет трехчленную структуру. Все это есть результат неоднократной смены глубинных геодинамических факторов в истории развития разломной зоны.

Подобного рода структурами являются также разломные зоны Мартин Вас, Риу Гранди, а в Центральной Атлантике – Сан-Паулу. Имеются и другие примеры как в южной, так и в центральной области океана. Осложняющие их структуру разломы имеют разную протяженность, что отличает их от парных разломных зон.

В целом об этой группе разломных зон можно сказать, что здесь проявлен такой геодинамический фактор, как продольное растяжение срединного хребта. Очевидно, что растяжение происходит локально, имеет разную интенсивность и длительность действия.

Охарактеризованные типы сложных разломных структур не всегда проявлены в чистом виде. Имеются случаи (разломы Вознесения, Кокс и др.), когда одинарный крупный разлом сопровождается дополнительным на каком-то его отдельном участке. Последний выступает здесь как локальное осложнение основного ствола.

Весьма сложная изменчивость фиксируется по простирацию Агульяс-Фолклендской разломной зоны.

## ВЫВОДЫ

Разломные зоны, пересекающие Срединно-Атлантический хребет, представлены как одинарными,

так и сложными структурами. Среди последних выделяются системы, состоящие из двух, трех и более сближенных разломов. Специально данная проблема в литературе не ставилась.

2. Наблюдаемые морфоструктурные соотношения позволяют обособить среди разломных зон сложного строения три группы: двойные, образованные двумя параллельно расположенными разломами; ветвистые с косой ориентировкой составляющих разломов, в том числе разломные зоны со срезанием молодыми элементами более древних; сложные разломные зоны с параллельным простираением входящих в них разломных структур.

3. В порядке подхода к проблеме происхождения сложных разломных зон разного строения можно высказать следующие соображения. Все они формировались в процессе развития спрединга, но с влиянием дополнительных факторов. Представляется, что разломные зоны группы I отражают особенно тесную связь с трещинами глобальной регматической сети. Разломные зоны группы II с очевидностью связаны с неустойчивостью геодинамического режима, контролирующего спрединг; разломные зоны группы III можно представить как результат воздействия на процесс разломообразования продольного растяжения срединного хребта, проявленного в нем избирательно.

4. Некоторые разломные зоны несут смешанные морфоструктурные признаки, в том числе и одинарных (моно-) структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 03-05-64159) и Федеральной целевой программы “Мировой океан”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агапова Г.В. Особенности морфологии межрифтовой зоны разлома Сан-Паулу (Экваториальная Атлантика) // Океанология. 1994. Т. 33. № 1. С. 107–112.
2. Емельянов Е.М., Бережный Б.Д., Дмитриев Л.В. и др. О геологии Южно-Атлантического хребта в районе 20°–30° ю.ш. // Океанология. 1985. Т. XXV. Вып. 5. С. 784–790.
3. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики. М.: Научный мир, 2000. 176 с.
4. Пушаровский Ю.М. Основные черты тектоники Южной Атлантики. М.: ГЕОС, 2002. 81 с.
5. Пушаровский Ю.М. Основные черты тектоники Южной Атлантики. М.: ГЕОС, 2002. 81 с.
6. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.
7. Alves E.C., Sichel S.E., Maia M. Behavior of Rio de Janeiro fracture zone system, from MAR to Brazilian coast // The 31-st Int. Geol. Congress Programm. Rio de Janeiro. Geol. Survey, Brazilia, Rio de Janeiro, 2000. P. 1120.

8. *Alves E.C., Sichel S.E., Maia M.* Martin Vaz fracture zone and their evolution through time // The 31-st Int. Geol. Congress Programm. Rio de Janeiro. Geol. Survey. Brazilia, Rio de Janeiro, 2000. P. 1129.
9. *Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H., Kitchin K.A.* Structure and tectonics of the Agulhas-Falkland fracture zone // *Tectonophysics*. 1997. V. 282. № 1–4. P. 83–98.
10. General bathymetric chart of the oceans. Map. 5-th edition. Ottawa, 1984.
11. *Grindlay N.R., Fox P.J.* Morphology and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge (25–27°31' S) from sea beam and magnetic data // *J. Geophys. Res.* 19932. Vol. 97. № B3. P. 6983–7010.
12. *Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.N.B.* Oceanic broad multifault transform plate boundaries // *Geology*. 2002. V. 30. № 1. P. 11–14.
13. *Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Marine gravity anomaly from satellite altimetry. M.: La Jolla, 1997.
14. *Smoot N.C.* North Atlantic fracture zone distribution and patterns shown by multibeam sonar // *Geology*. 1989. V. 17. P. 1119–1122.

*Рецензент: В.Е. Хаин*

## Complex Fracture Zones in the Atlantic Ocean

**Yu. M. Pushcharovsky**

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

**Abstract**—Along with single-trough fracture zones, complexly built fractures are fairly widespread in the Atlantic Ocean. Three groups have been recognized among the latter, namely: paired systems, branched systems, and systems consisting of closely spaced parallel faults. The first group is represented by the Marathon–Mercury system in the Central Atlantic and by the Gough system, in the Southern. The second group includes the Heyes, Atlantis, Arkhangelsky, and Romanche fracture zones. The third group is represented by the São Paulo, Martin Vaz, Rio de Janeiro, and Rio Grande fracture zones. The author believes that the fracture zones of group I are results of lithospheric mass motion sideways from the axis of the Mid-Atlantic Ridge, the vectors of this motion being particularly strongly tied-up to the global regmatic network. Fracture zones of group II are related in their origin to deep geodynamic setting variations. The development of the fractures of group III is largely due to the geodynamic impact of the longitudinal extension of the mid-oceanic ridge. Some fracture zones display mixed characteristics including those of unary morphostructures.

УДК 550.361/550.42/551.24(234.85)

## ЭВОЛЮЦИЯ ТЕПЛООВОГО РЕЖИМА ЛИТОСФЕРЫ БАШКИРСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ И СРАВНЕНИЕ С СОВРЕМЕННЫМ РЕЖИМОМ ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА

© 2003 г. Ю. И. Галушкин<sup>1</sup>, Г. Е. Яковлев<sup>2</sup><sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей Землеведения<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

Поступила в редакцию 08.10.2001 г.

Для области аномально низкого теплового потока, включающей Башкортостан и Тагило-Магнитогорскую зону Восточного Урала, проведено численное моделирование теплового режима литосферы, опирающееся на измерения температур в скважинах и данные геолого-геофизического изучения района. Моделирование предполагает относительно слабый термический режим литосферы бассейнов Западного Башкортостана в течение большей части времени их развития. Вопреки устойчивому мнению, температуры и тепловой поток мантии Тагило-Магнитогорской зоны не отличаются и даже слегка превосходят соответствующие значения для Западного Башкортостана. Тепловой режим зоны согласуется со строением литосферы, включающей задуговой вулканогенный комплекс мощностью 10 км, лежащий на слегка утоненной верхней коре континентальной литосферы и нижней коре, утолщенной в процессе столкновения плит. Моделирование не подтверждает вывода о том, что низкая теплогенерация пород коры этой зоны, как следствие их основного и ультраосновного состава, является основной причиной его тепловой аномалии.

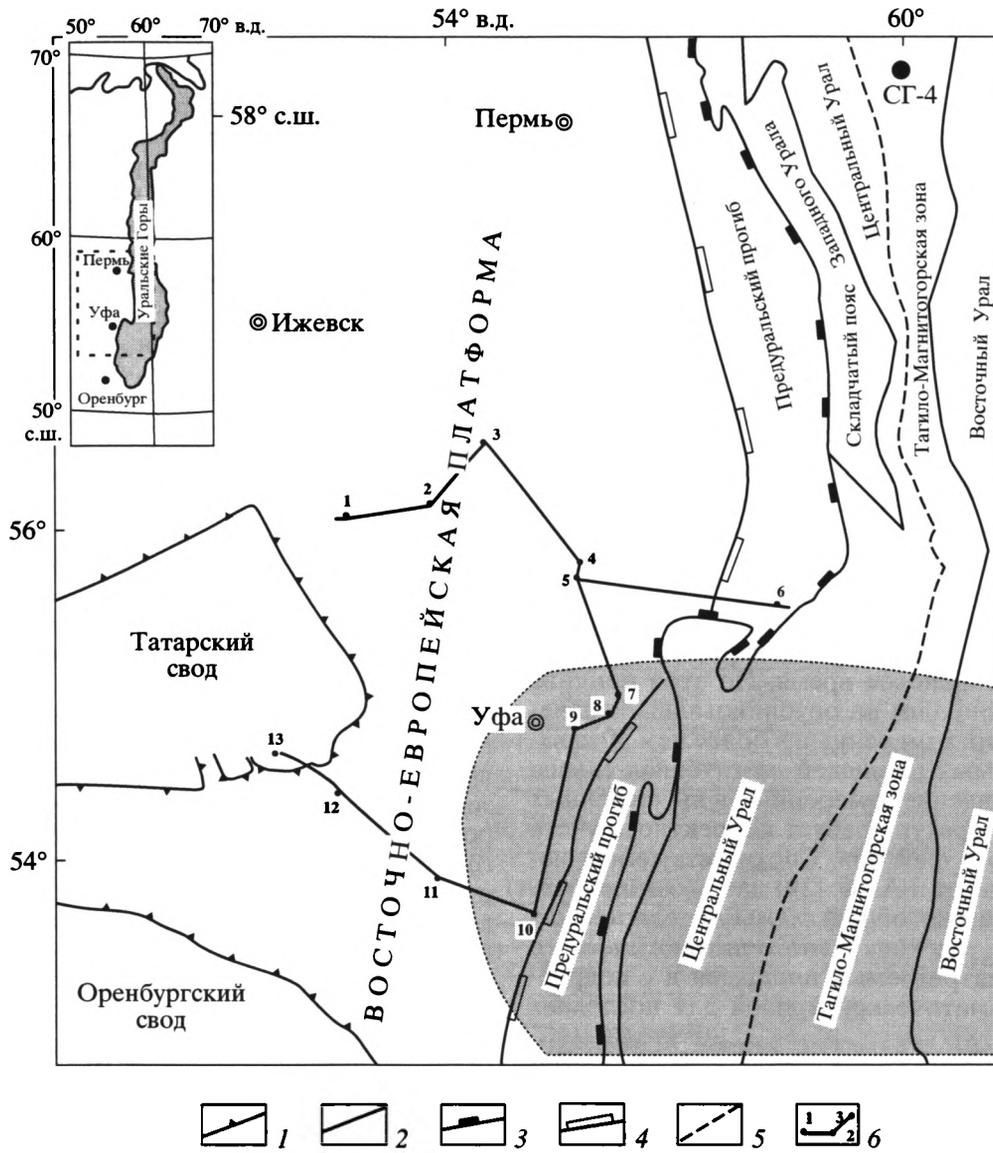
### ВВЕДЕНИЕ

В статье рассматривается эволюция термического режима и современное тепловое состояние литосферы Западного Башкортостана и южной части Тагило-Магнитогорской зоны. Эти районы входят в состав широкой овальной области низкого теплового потока, охватывающей рифейские бассейны Башкортостана, пересекающей Тагило-Магнитогорскую зону и Восточно-Уральское поднятие и продолжающейся на юго-восток до верховьев р. Тобол (рис. 1; [13–17, 20, 21]).

Тагило-Магнитогорская зона Урала является объектом многих геологических, геохимических и геофизических исследований как уникальный район, сформировавшийся на границе плит после закрытия Уральского палеоокеана [3, 4, 6, 7, 13, 16, 18, 20, 21, 25, 36]. Его характерная черта – аномально низкий тепловой поток. Для объяснения его природы предложено несколько моделей, основанных на наличии значительного объема основных и ультраосновных пород в изучаемых районах. Так, анализ особенностей теплового поля ультраосновных массивов Южного Урала и их обрамления [20, 21] привел к предположению о внедрении и последующем остывании мощного ультрабазитового массива прямоугольной формы шириной около 30 км, с глубинами кровли и основания тела в 5 и 45 км и с продольными размерами, значительно превышающими поперечные. При этом вклад радиогенного тепла вмеща-

ющих пород и интрузии в тепловой режим района не учитывался. В модели [36] принимается, что при столкновении плит и поглощения литосферы задугового моря часть последней оказалась между Главным Уральским разломом и блоками Восточно-Уральского поднятия, сформировав Тагило-Магнитогорскую зону. По предположению авторов [36], в этой зоне слой основных и ультраосновных пород коры с низкой теплогенерацией распространяется до глубин 45–55 км, что и является основной причиной пониженных значений ее теплового потока. Предположение о существенной роли низкой теплогенерации основных и ультраосновных пород коры Тагило-Магнитогорской зоны в формировании пониженных значений теплового потока высказывается и в работах [6, 13–16, 34].

Однако рассмотренные выше модели находятся в противоречии с глубинным распределением плотностей пород литосферы района, следующим из анализа сейсмических данных и гравитационных аномалий вдоль профиля URSEIS-95 [25], а также с результатами сейсмических и других геолого-геофизических исследований литосферы в районе скважины СГ-4 [7, 18], которые предполагают мощность комплекса вулканитов и ультраосновных пород, ограниченную 10 км. Вывод о низкой теплогенерации пород коры как одной из основных причин пониженного теплового режима района входит в противоречие и с тепло-



**Рис. 1.** Основные тектонические структуры, положение скважин и профилей в изучаемом районе (согласно [1, 2, 36]). 1 – контуры основных тектонических структур Западного Башкортостана; 2 – границы Уральского складчатого пояса и Восточного Урала; 3, 4 – восточная (3) и западная (4) границы Предура́льского прогиба; 5 – основной разлом Урала; 6 – положение профилей с номерами скважин. Затемненная область – район с низким тепловым потоком, отмеченный в [17]. Номера соответствуют следующим скважинам: 1 – Арланская, 2 – Колтасинская, 3 – Югомашская, 4 – Северо-Кушкульская, 5 – Кушкульская, 6 – Леузская, 7 – Южно-Тафтимановская-1, 8 – Южно-Тафтимановская-2, 9 – Кабачковская, 10 – Ахмерова, 11 – Кипчакская, 12 – Аслыкульская, 13 – Морозовская. Профили 1 со скважинами 1–6, 2 со скважинами 3–5, 7–10 и профиль 3 со скважинами 10–13 участвовали в моделировании.

выми данными для бассейнов Башкортостана к западу от Уральского складчатого пояса. Согласно геофизическим данным, эти бассейны подстилаются континентальной корой Восточно-Европейской платформы [13, 19, 25, 33, 36]. Однако и они характеризуются низким тепловым потоком, который с учетом вклада радиогенного тепла осадочной толщи сопоставим с потоком Тагил-Магнитогорской зоны [6, 13, 14].

Хорошая геологическая изученность района и опубликованные данные измерения температур в

более чем тридцати скважинах в пределах моделируемых нами площадей позволили применить компьютерную систему моделирования бассейнов ГАЛО [30, 37] и восстановить температурную историю и современное термическое состояние литосферы Западного Башкортостана, обобщив результаты исследований вдоль одного меридионального и двух широтных профилей (см. рис. 1). В свою очередь, геофизические исследования в Тагил-Магнитогорской зоне Урала и измерения температур в скв. СГ-4 (см. рис. 1) и других сква-

жинах зоны [3, 6, 13, 14] были использованы для моделирования теплового режима литосферы и этой зоны. Мы сопоставили режимы обоих районов и сделали вывод об аномальности термического состояния глубинной литосферы всего района, простирающегося от западных границ Башкортостана до Восточного Урала. Используемая нами модель литосферы района согласуется с плотностной моделью Дж. Доринга и др. [25], предполагающей ограниченную мощность комплекса вулканогенных и ультраосновных пород для литосферы Тагило-Магнитогорской зоны.

Предшествующие оценки термического состояния литосферы района основывались на данных по тепловому потоку или геотермическому градиенту, осредненному для верхних 1–2 км осадочной толщи [6, 13–16, 36]. Однако как данные измерений, так и результаты моделирования показывают, что значения тепловых потоков и градиентов температуры заметно меняются с глубиной в интервале 1–3 км, что отражает современную реакцию пород на резкие вариации климата в плиоцен-голоценовое время. По этой причине наш анализ опирался на опубликованные значения температур, измеренных в более чем 30 скважинах изучаемых площадей на глубинах свыше 1 км. Сопоставление измеренных и вычисленных в модели температур требует корректного учета климатического фактора. Соответствующая модификация пакета ГАЛО [29] дает возможность учесть его в рамках общей схемы моделирования бассейнов, т.е. для конкретного литологического разреза рассматриваемых площадей и с подробной палеоклиматической кривой для последних 65 млн. лет [5, 8].

## ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОГО БАШКОРТОСТАНА

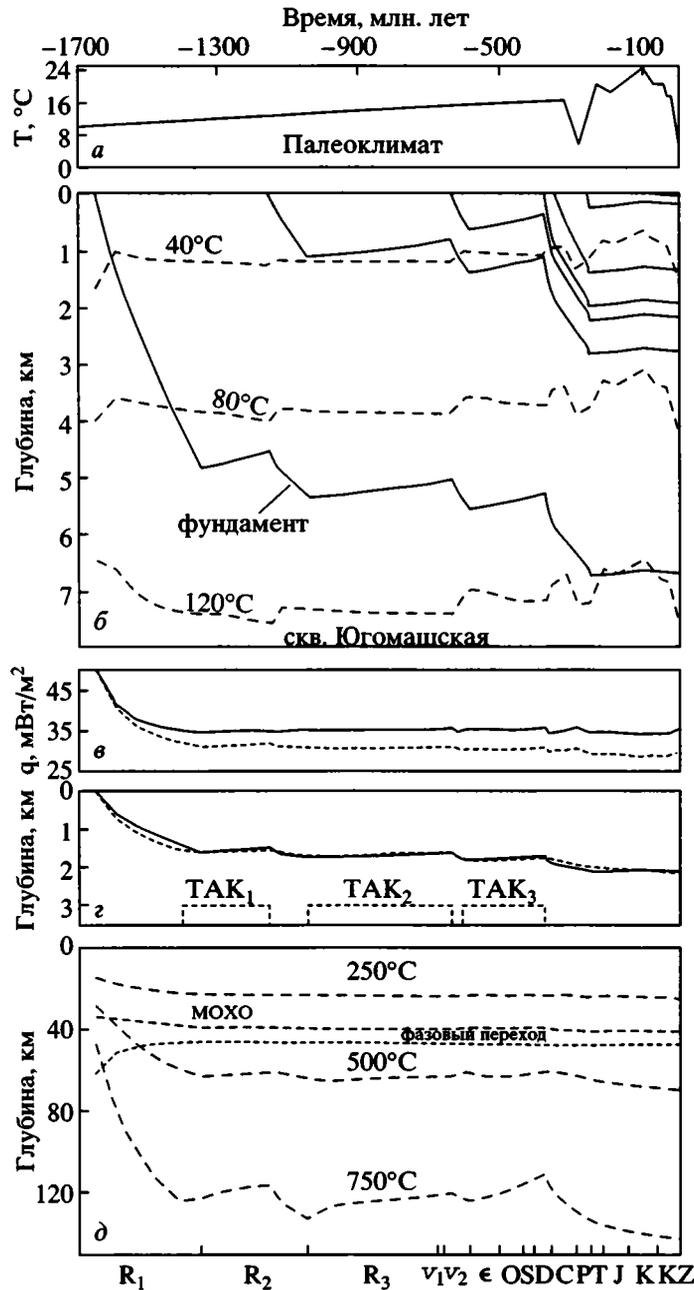
Рассматриваемый район на востоке примыкает к тектонически сложному Уральскому орогену. Этот ороген формировался с девона по триас и представляет покровно-складчатое сооружение, образовавшееся на месте системы палеоокеанических бассейнов в результате столкновения Восточно-Европейской платформы, восточно-уральских микроконтинентов и Сибирско-Казахстанского каледонского континента [12]. В районе с запада на восток выделяются следующие тектонические структуры (см. рис. 1): Восточно-Европейский кратон, Предуральский прогиб, Западно-Уральская складчатая зона, Центрально-Уральское поднятие, Тагило-Магнитогорская зона, Восточно-Уральские поднятие и депрессия, Транс-Уральское поднятие и Казахская плита. Из перечисленных структур мы касаемся в статье только первых двух и Тагило-Магнитогорской зоны. Последняя включает в себя океанические и

островодужные комплексы палеозойского возраста и с запада ограничена Главным Уральским разломом. Этот разлом отделяет Тагило-Магнитогорскую зону от Западно-Уральской складчатой структуры и выходов рифейского и вендского метаморфизированного фундамента Восточно-Европейской платформы в Центрально-Уральском поднятии. Восточное падение Главного Уральского разлома подтверждено глубинным сейсмическим зондированием на Центральном [31, 45] и Южном [26] Урале. С конца перми тектоническая активность на Среднем и Южном Урале сходит на нет [12, 25, 45].

Район Башкортостана, рассматриваемый в этой работе, представлен рифейскими осадочными бассейнами и ограничен с запада Татарским сводом, с востока – Уральским складчатым поясом (см. рис. 1). Бассейны формировались вначале как авлакогены и только после раскрытия Уральского палеоокеана в раннем ордовике развивались уже как внутрикратонные структуры [38]. При этом положение осей системы раннерифейских рифтов должно соответствовать площадям максимальной мощности рифейско-вендского комплекса в разрезе современного передового прогиба Урала (см. рис. 1; [2, 10, 38]). Таким образом, осадочный комплекс в начале рифея формировался в обстановке континентального рифтогенеза с прогреванием и растяжением литосферы. В разрезах нижнего и среднего рифея встречаются габбро-диабазы с возрастом от 1030 до 1450 млн. лет [2], что говорит о тепловой активизации литосферы бассейнов в этот период. Терригенные и карбонатные осадки в середине и конце раннего рифея накапливались в мелком море. В целом рифейско-вендский осадочный комплекс отражает спектр условий осадконакопления от мелководных или умеренно-глубинных морских (карбонаты) до континентальных [1, 2, 38].

Кембрийские осадки на Урале и прилегающей области практически отсутствуют, и все это время на территории Башкортостана, включая ордовик и силур, характеризовалось эрозией или перерывом в осадконакоплении (рис. 2б, 3а). Это было вызвано общей приподнятостью области как в период, предшествовавший раскрытию Уральского палеоокеана (в ордовике), так и во время формирования последнего (в ордовике-раннем девоне) [38]. Незначительная амплитуда эрозии, оцениваемая для этого этапа развития бассейнов (менее 300 м), говорит об ограниченности термического влияния процесса раскрытия Уральского палеоокеана на литосферу бассейнов Западного Башкортостана, возможно, из-за их удаленности от центра спрединга [25, 33, 36].

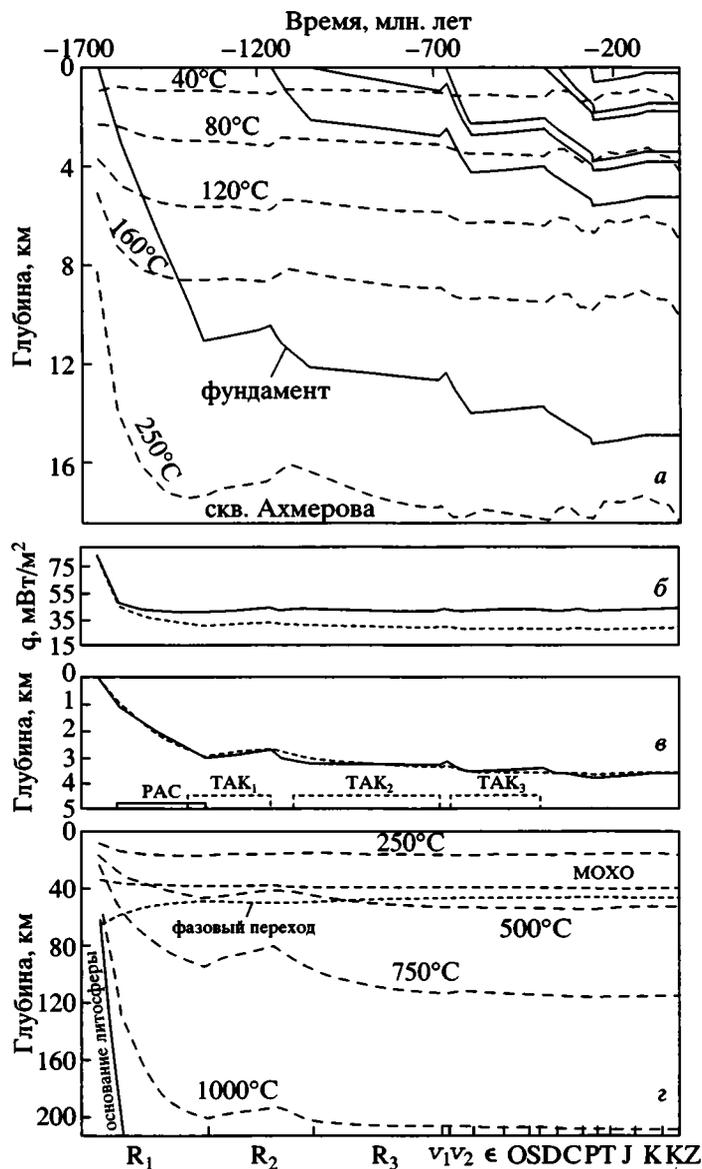
Следующий период развития района совпадает по времени с закрытием Уральского палеоокеана в среднем и позднем девоне и карбоне. Оно сопро-



**Рис. 2.** Термическая эволюция литосферы Западного Башкортостана в районе Югомашской площади – результаты численного моделирования: *a* – палеоклиматическая история района, по [5, 28]; *б* – история погружения и термическая эволюция осадочной толщи бассейна: *сплошные линии* – основания осадочных слоев, *пунктир* – изотермы; *в* – изменение теплового потока через поверхность осадков (*сплошная линия*) и фундамента (*пунктир*) в истории бассейна. Различие между *сплошной* и *пунктирной* линиями обусловлены в основном вкладом радиогенного тепла осадков; *г* – тектоническое погружение поверхности фундамента, вычисленное в модели локальной изостазии при удалении нагрузки осадков и воды (*сплошная линия*) и при анализе вариаций плотностей пород фундамента (*пунктир*). ТАК<sub>1-3</sub> – периоды тепловой активизации литосферы бассейна (см. текст); *д* – эволюция термического режима литосферы бассейна. *Пунктирные* линии – изотермы, линия “МОХО” – основание коры, линия “фазовый переход” – глубина фазового перехода пироксенового перидотита в гранатовый в модели перидотитовой литосферы

вождалось субдукцией океанической коры к востоку вдоль Магнитогорской вулканической дуги [25, 45]. Как показывает анализ осадочных разрезов большинства изучаемых нами площадей Баш-

кортостана, в течение всего этого периода в бассейнах Западного Башкортостана отлагались мелководные известняки и заметная примесь терригенных пород в них появляется лишь в верх-



**Рис. 3.** Термическая эволюция литосферы Западного Башкортостана в районе Ахмеровой площади – результаты численного моделирования: *a* – история погружения и термическая эволюция осадочной толщи бассейна (обозначения см. на рис. 2б); *б* – изменение теплового потока через поверхность осадков и фундамента (обозначения см. на рис. 2в); *в* – тектоническое погружение поверхности фундамента, вычисленное в модели локальной изостазии (обозначения см. на рис. 2з). PAC – период растяжения литосферы бассейна (см. текст); *z* – эволюция термического режима литосферы бассейна (обозначения см. на рис. 2д).

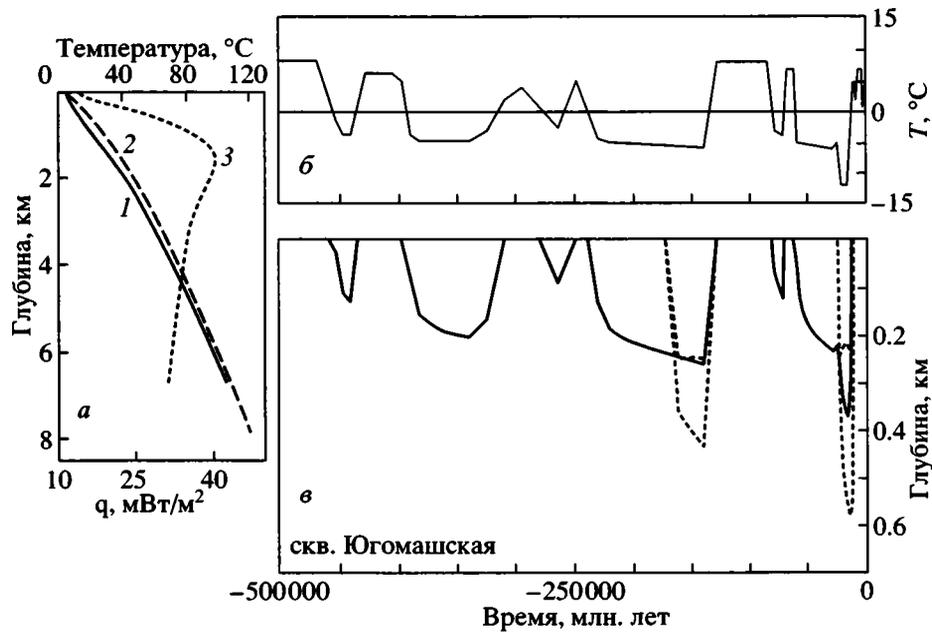
ней перми. Столкновение Восточно-Европейской платформы, восточноуральских микроконтинентов и Сибирско-Казахстанского каледонского континента привело к возникновению орогена Урала протяженностью 3000 км. Как отмечалось, блоки коры, составленные породами офиолитового и островодужного комплексов, располагаются в настоящее время сразу же к востоку от Главного Уральского разлома (см. рис. 1; [4, 18, 25, 45]). Весь интервал времени, следующий за столкновением, характеризовался в бассейнах Западного Башкортостана перерывом в

осадконакоплении или эрозией, амплитуда которой оценивается в 100–300 м (рис. 4).

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕРМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЛИТОСФЕРЫ ЗАПАДНОГО БАШКОРТОСТАНА И ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ

### Принципы моделирования

Реконструкция бассейна осуществлялась с помощью численного решения одномерного неста-



**Рис. 4.** Влияние плиоцен-голоценовых вариаций климата на термический режим осадочной толщи Югомашской площади Западного Башкортостана: *а* – вычисленные современные распределения температур (1) и теплового потока (3) в зависимости от глубины, 2 – температурный профиль на время 4 млн. лет назад. Звездочки показывают измеренные значения температуры; *б* – палеоклиматические условия последних 500 тысяч лет, по [5, 8]; *в* – вычисленные вариации глубины зоны вечномёрзлых пород (сплошная линия) и зоны устойчивости метановых газогидратов (пунктир).

ционного уравнения теплопроводности с использованием компьютерного пакета моделирования ГАЛО. Исходные алгоритмы и принципы действия пакета описаны в [29, 30, 37]. При восстановлении тепловой истории бассейнов учитывались отложение и уплотнение пористых осадков с переменной скоростью, эрозия и перерывы в осадконакоплении, связь теплофизических свойств с литологией, их изменение с глубиной и температурой пород, зависимость от температуры теплопроводностей воды и матрицы пород, традиционно рассматриваемые в пакетах по моделированию бассейнов [37, 40, 43].

Применяемая здесь система моделирования бассейнов ГАЛО позволяла осуществлять совместный анализ теплопереноса в осадочной толще бассейна, подстилающей литосфере и астеносфере до глубин 200–220 км. При этом на высокотемпературных этапах эволюции литосферы бассейна учитывался тепловой эффект выделения или поглощения скрытой теплоты плавления пород коры и мантии [37]. Такой подход позволял, в свою очередь, привлекать анализ вариаций амплитуд тектонического погружения поверхности фундамента для оценки амплитуд тектонических и термических событий в истории бассейна. С этой целью вычисленные распределения температур и давления в литосфере использовались для расчета распределения плотностей пород фундамента с глубиной на каждом временном шаге развития бассейна, включая периоды его тепловой ак-

тивизации и растяжения. Затем рассчитывались вариации амплитуд тектонического погружения фундамента альтернативными методами: 1) удалением нагрузки воды и осадков (процедура “back-stripping”; сплошная линия на рис. 2г, 3в) и 2) анализом вариаций в распределении плотностей в фундаменте (пунктирная линия на рис. 2г, 3в). Тогда последовательность и интенсивности тектоно-термических событий, предполагаемые моделью развития бассейна, должны были обеспечивать совпадение относительных вариаций амплитуд тектонического погружения фундамента, вычисленных двумя методами, для периодов изостатического отклика литосферы бассейна на нагрузку [37]. Одно из преимуществ системы анализа бассейнов ГАЛО связано также с возможностью анализа термической истории бассейна в периоды резких колебаний климата, формирования и деградации пермафроста. Специальная модификация пакета [29] использует детальную кривую климатических изменений в плиоцен-голоценовый период и реальный разрез осадочного бассейна с меняющимися по глубине литологией и термофизическими характеристиками пород для восстановления термической истории бассейна в этот период.

**Исходные данные**

Литологические разрезы бассейна строились на основе данных бурения [1, 2, 14], а для глубин,

**Таблица 1.** Строение континентальной литосферы и свойства ее пород по [23]

Слой	Гранитный		Базальтовый	Мантия
	5.0	15.0		
Глубина основания слоя, км	5.0	15.0	35.0	>35
Плотность, г/см <sup>3</sup>	2.75	2.75	2.90	3.30
Теплопроводность, Вт/м К	2.72	2.72	1.88	$K = f(T)$ , по [41]
Генерация тепла, мкВт/м <sup>3</sup>	1.26	0.71	0.21	0.04

превышавших 5 км, – по данным сейсмокорреляции [11, 19]. Подавляющее большинство осадочных пород Западного Башкортостана представлено различными сочетаниями глинистых сланцев, песчаников, известняков, в редких случаях с примесью галита и ангидрита. В наших расчетах использовались среднемировые данные по петрофизическим характеристикам (плотности, теплопроводности и теплоемкости скелета осадочных пород, их теплогенерации, поверхностной пористости и масштаба изменения пористости с глубиной) основных литологических единиц района. Их значения и литературные источники приведены в [30, 37]. Можно отметить лишь, что значения теплопроводностей и теплогенерации пород, вычисленные в процессе моделирования, не выходили за пределы разброса величин, измеренных для пород изучаемого района [13–16].

В соответствии с данными сейсмического профилирования района (см., например, [25, 26, 31, 45]) предполагался стандартный континентальный фундамент (таблица; [23]), подстилавший бассейны Западного Башкортостана. В моделировании учитывалось, что в период рифтогенеза в раннем рифее он подвергался растяжению в степени, зависевшей от положения конкретной площади относительно оси максимального прогибания (см. рис. 1). В такой модели тепловой поток, обязанный распаду радиоактивных элементов в фундаменте (до его растяжения), составлял 23 мВт/м<sup>2</sup>, из которых около 6.3 мВт/м<sup>2</sup> было обязано мантии, а 16.7 мВт/м<sup>2</sup> – породам гранитного и “базальтового” слоев коры (см. таблицу). Эти значения согласуются как с геохимическими оценками радиогенного потока континентальной коры [39], так и с оценками, базирующимися на измерениях теплогенерации пород фундамента Башкортостана [13]. При моделировании в основании области счета, на глубине 200–215 км, поддерживалась постоянная температура, значение которой для конкретной площади могло меняться от 900 до 1000°C. Построение начальных и граничных условий, а также корректность разностной схемы

решения уравнения теплопроводности обсуждаются в [29, 37].

Температуры, измеренные на глубинах более 1 км в 30 скважинах района и опубликованные в работах [6, 13–16], служили важным контролирующим фактором при моделировании термической эволюции бассейна. Надежность измерений температур и, в частности, влияние на них гидрогеологического и временного факторов обсуждаются в [6, 13, 14]. Мы не использовали для контроля модели данные по тепловому потоку или среднему градиенту температуры, как это делалось в предшествующих работах [13–16, 36], так как они заметно меняются с глубиной (рис. 4а). Важным аспектом при сравнении вычисленных и измеренных температур в изучаемом районе является учет влияния вариаций климата на современный профиль температур (см. рис. 4а). Мы воспользовались работами [5, 28] для описания климата Восточной Европы на период с карбона по кайнозой и работами [5, 8] для климата кайнозой с особенно детальным описанием вариаций последних 5 млн. лет. Температура на поверхности бассейна в протерозое, в отсутствие информации, принималась линейно возрастающей от 10 до 16°C (см. рис. 2а).

#### Термическая история бассейнов Западного Башкортостана

Рис. 2 и 3 представляют результаты численной реконструкции истории погружения и термической режима литосферы рифейских бассейнов Западного Башкортостана на примере площадей с умеренной (см. рис. 2, 4) и значительной (см. рис. 3) амплитудами рифейского прогибания. Для восточных площадей, близких к оси максимального прогибания в рифее (см. скв. 5–12 на рис. 1), вариации тектонического погружения фундамента (см. рис. 3в) предполагали остывание литосферы в раннем и отчасти в среднем рифее от высокого начального теплового потока  $q_0 = 80–105$  мВт/м<sup>2</sup> с ее одновременным растяжением с амплитудой  $\beta = 1.10–1.40$ . Так, относительно небольшое заглубление подошвы коры в раннем рифее, несмотря на отложение более 10 км осадков, обязано заметному растяжению коры ( $\beta \approx 1.20$ ) в этот период времени (линия “МОХО” на рис. 3з). Напротив, для осадочных разрезов западной части изучаемой области (см. скважины 1–5 и 11–13 на рис. 1), анализ вариаций тектонического погружения фундамента предполагал условия, типичные для периферийных зон континентального рифтогенеза [17]: умеренные начальные тепловые потоки  $q_0 = 40–50$  мВт/м<sup>2</sup> (рис. 2в, 2з) без заметного растяжения литосферы в рифее. Для восточных площадей, близких к оси древнего рифта, мощность литосферы в период рифтогенеза составляла всего лишь 25–70 км (рис. 3з), тогда как для западных периферийных площадей

она превосходила 200 км (рис. 2д). Дальнейшие вариации тектонического погружения согласуются с тепловой реактивизацией литосферы бассейна в среднем рифее, которая вызвала эрозию нижнерифейских пород (от 400 до 1200 м), максимальную в приосевой области авлакогена (см. рис. 2б, 3а). Две последующих тепловых активизации в позднем рифее–венде и в кембрий–девоне (см. рис. 2г, 3в) были относительно слабыми и сопровождались местами умеренной эрозией с амплитудой 200–500 м. Этап закрытия Уральско-го палеоокеана со среднего девона по триас характеризовался отложением от 1500 до 2500 м мелководных известняков и песчаников (см. рис. 2б, 3а [1, 2, 38]). Последующее время, включая и настоящее, характеризовалось медленным остыванием литосферы с выходом на околостационарный режим в кайнозое (см. рис. 2д, 3г). Возможное влияние неисторических процессов на этом отрезке времени обсуждается ниже.

Таким образом, моделирование предполагает, что литосфера бассейнов Западного Башкортостана характеризовалась относительно низкотемпературным режимом большую часть времени своего развития. После остывания в раннем рифее слабые термические активизации не привели к заметному прогреву литосферы, так что температура 1000°C достигалась лишь в восточных районах изучаемой области на глубинах 200–220 км. В таких условиях вклад фазового перехода пироксенового перидотита в гранатовый [27] в тектоническое погружение фундамента не превышал 300 м из-за слабых вариаций его глубины (см. рис. 2д, 3г). Тепловой поток на поверхности бассейна уменьшался от повышенных начальных значений в раннем рифее (80–100 мВт/м<sup>2</sup> в восточных площадях и 40–50 мВт/м<sup>2</sup> в западных) до современных величин 32–40 мВт/м<sup>2</sup> (рис. 2в, 3б). Вклад радиогенного тепла осадков, составляющий 5–7 мВт/м<sup>2</sup> в современном разрезе, являлся основной причиной различия тепловых потоков через поверхность осадков и фундамента на рис. 2в, 3б. Небольшое повышение потока в последние 2–3 млн. лет вызвано понижением среднегодовых температур (см. рис. 2а). Моделирование термического состояния литосферы по профилю скв. Арланская–Леузская предполагает легкое усиление современного термического режима литосферы с приближением к Уральскому складчатому поясу (рис. 5в). То же характерно и для профиля скв. Морозовская–Ахмерова.

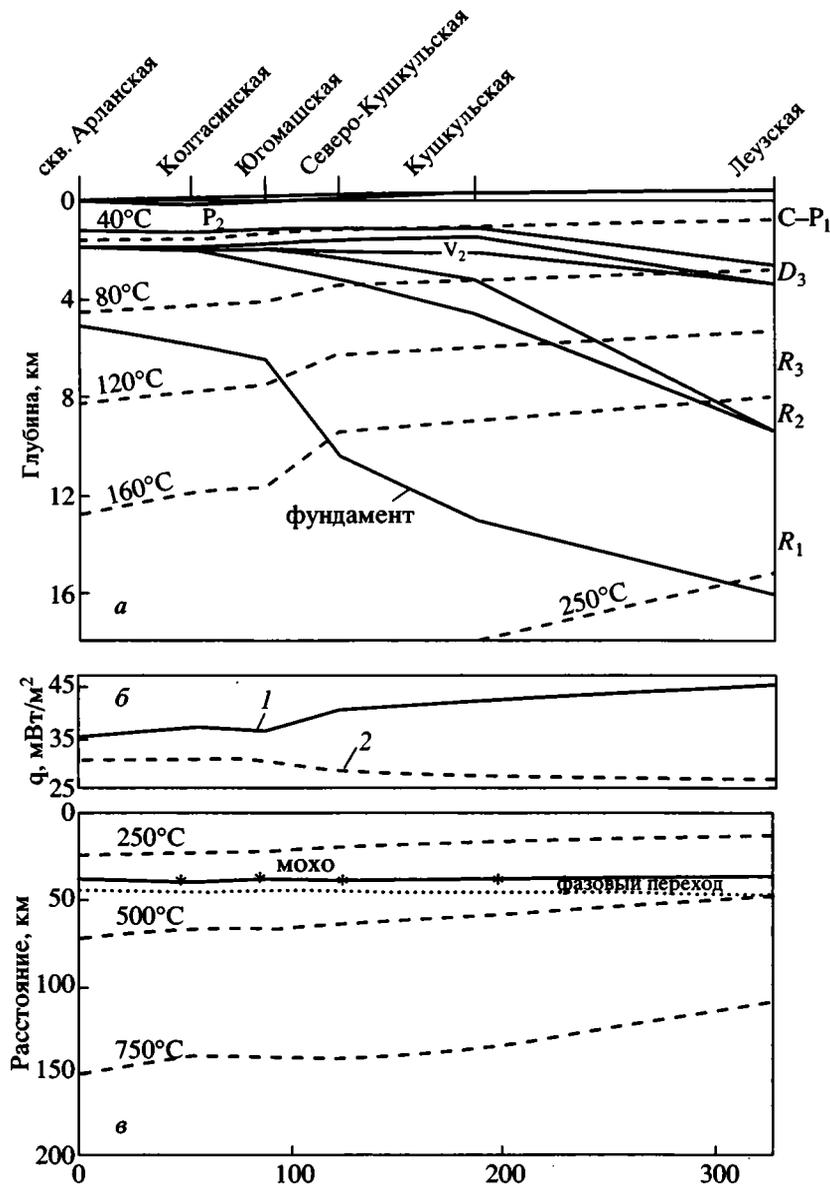
Эволюция термических условий в пределах осадочной толщи изучаемого района иллюстрируется на рис. 2б, 3а для разрезов скв. Югомашская и Ахмерова. Несмотря на низкий термический уровень современной литосферы (см. рис. 3г), мощное синрифтовое погружение фундамента в раннем рифее (свыше 10 км) имело следствием высокие значения как палео-, так и современных

температур в основании осадочной толщи (до 200°C, см. рис. 3а). К западу, на площадях с заметно меньшими амплитудами погружений фундамента, современные температуры в подошве осадочной толщи не превышают 120°C (рис. 2б). Увеличение температур осадочных пород с приближением к Уральскому передовому прогибу отчетливо прослеживается на рис. 5а, 6а, 6в, иллюстрирующих термическое состояние современной осадочной толщи бассейнов вдоль 3 профилей, показанных на рис. 1.

### Современный термический режим бассейна и климатический фактор

Результаты моделирования, представленные на рис. 2, 3, 5–7, используют климатическую кривую, построенную по данным работ [5, 28] для климата Восточной Европы на период с карбона по кайнозой, с осредненными данными для последних 5 млн. лет (см. рис. 2а). Однако сравнение вычисленных температур с измеренными в современном разрезе бассейна требует корректного учета резких вариаций климата в последние 5 млн. лет. Эти вычисления осуществлялись с помощью модифицированного пакета моделирования бассейнов ГАЛО, который рассматривает тепловой эффект формирования и деградации слоев вечномерзлых пород (пермафроста). Алгоритм построения и принципы работы пакета подробно рассмотрены в [29] применительно к северным областям Западно-Сибирского бассейна. Единственное отличие в используемом здесь алгоритме касалось содержания незамерзшей воды в пораз  $W(T)$  как функции температуры  $T$ , которое определяет тепловой эффект заморзания воды или плавления льда в мерзлых породах. В настоящей работе, в отличие от [29], форма кривой  $W(T)$  не была постоянной, а менялась с глубиной, располагаясь между кривыми, характерными для мелкозернистых и крупнозернистых фракций, в зависимости от содержания песчаных фракций в породе. Кривая 2 на рис. 4а иллюстрирует исходный температурный профиль для климатического моделирования, т.е. распределение температуры 4 млн. лет назад, рассчитанное в пакете моделирования бассейнов с использованием климатической кривой рис. 2а. Кривая 1 на том же рисунке представляет современное распределение температур, полученное с учетом детальных вариаций климата в последние 5 млн. лет (см. рис. 4б; [5, 8]). Моделирование предполагает, что уменьшение температуры пород в верхних 2–4 км осадочного разреза за счет резких колебаний климата в плиоцене–голоцене могло достигать 10°C.

Резкие изменения климата последних 4–5 млн. лет вызвали заметные изменения теплового потока с глубиной. Он резко возрастает в верхних 1–1.2 км, достигает максимума на 1.5–1.8 км глу-



**Рис. 5.** Изменение термического состояния литосферы Западного Башкортостана вдоль широтного профиля-1 скв. Арланская–Леузская: *а* – термическое состояние осадочной толщи: *сплошные линии* – основания осадочных слоев, *пунктир* – изотермы; *б* – тепловые потоки через поверхность осадков (*1*) и через поверхность фундамента (*2*), вычисленные с учетом климатической кривой рис. 2а в рамках общей схемы моделирования бассейнов (см. текст); *в* – термический режим литосферы бассейна: смысл кривых тот же, что и на рис. 2д.

бины и затем, постепенно уменьшаясь, приближается к значению на поверхности фундамента (см. рис. 4а). Поэтому использование тепловых потоков и градиентов температур, измеренных на глубинах менее 2–2.5 км, для оценки термического состояния литосферы исследуемой области не всегда корректно. В качестве иллюстрация результатов моделирования рис. 4в демонстрирует рассчитанные вариации глубин нижней границы криолитозоны, а также верхней и нижней границ зоны устойчивого существования метановых газогидратов (см. [29]) для последних 500 тысяч лет

истории осадочного разреза скв. Югомашская. Расчеты предполагают, что в последний ледниковый период зона вечномёрзлых пород на Южном Урале могла распространяться до глубин 380 м. Последующее потепление привело к ее резкой деградации.

#### Современный тепловой режим мантии Западного Башкортостана

Современный поверхностный тепловой поток, вычисленный в рамках моделирования бассейнов

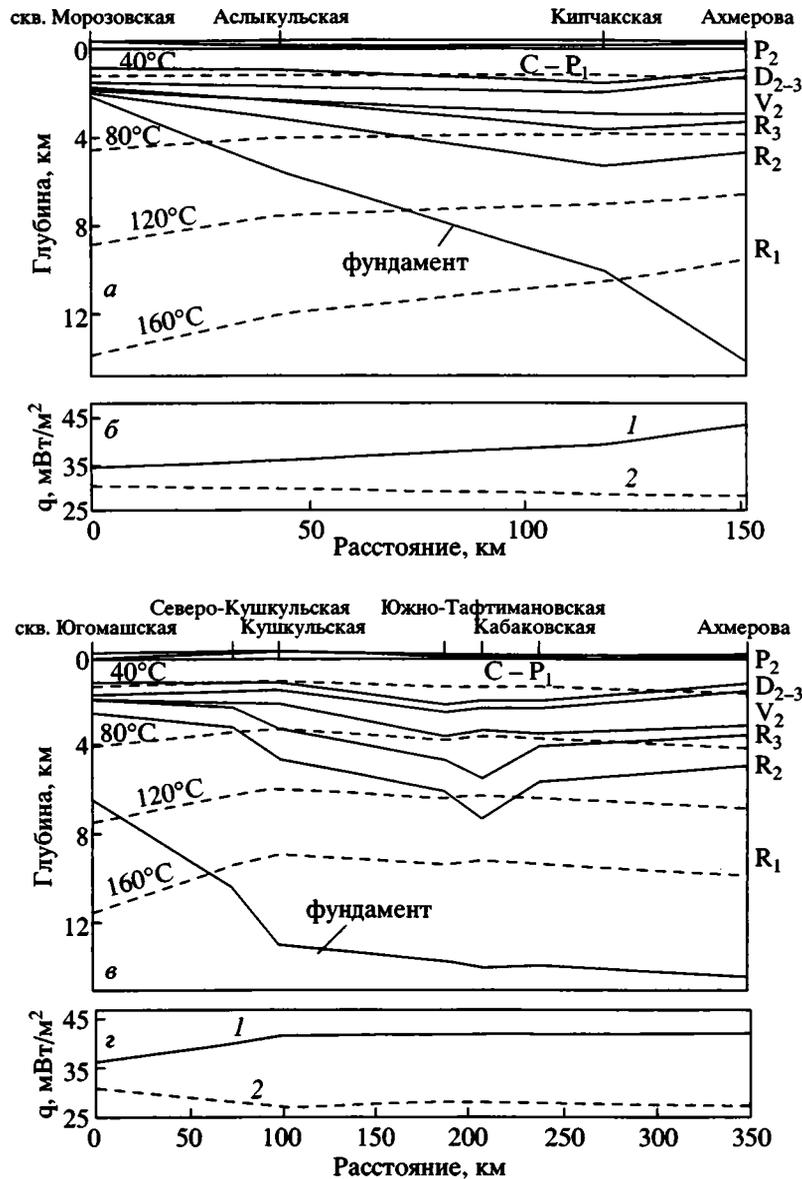


Рис. 6. Изменение термического состояния литосферы Западного Башкортостана вдоль широтных профилей: профиля-3 скв. Морозовская–Ахмерова (а, б) и профиля-2 скв. Югомашская–Ахмерова (в, г); а, в – термическое состояние осадочной толщи (обозначения см. на рис. 5а); б, г – тепловые потоки (смысл и обозначения кривых, как на рис. 5б).

с учетом климатической кривой рис. 2а, показан на рис. 5б, 6б, 6г линией 1. Этот поток в целом согласуется с измеренным в [13, 14]. В частности, заметна отмеченная в этих работах тенденция его увеличения с приближением к границе Уральско-го складчатого пояса. В то же время тепловые потоки через поверхность фундамента (кривые 2 на рис. 5б, 6б, 6г) слегка понижаются к востоку от 31 до 26 мВт/м². Как и выше, различие кривых 1 и 2 обусловлено в основном вкладом радиогенного тепла осадков.

Моделирование предполагает повышение температур на границе Мохо от 320–350°C на за-

паде изучаемой области до 400–450°C на востоке ее и также легкое увеличение температур на глубине 200 км от 850–900°C на западе области до 950–980°C на востоке. Характерно, что если из теплового потока через поверхность фундамента вычесть радиационный вклад коры (с учетом ее растяжения в рифее с амплитудами 1.05–1.4) и радиационный вклад мантии, то остающийся кондуктивный поток из мантии будет составлять всего лишь 7–8 мВт/м² в согласии с общими оценками В.Е. Сальникова в [13]. Эти значения заметно меньше соответствующего потока стандартного континентального щита (17–25 мВт/м²; [17]).

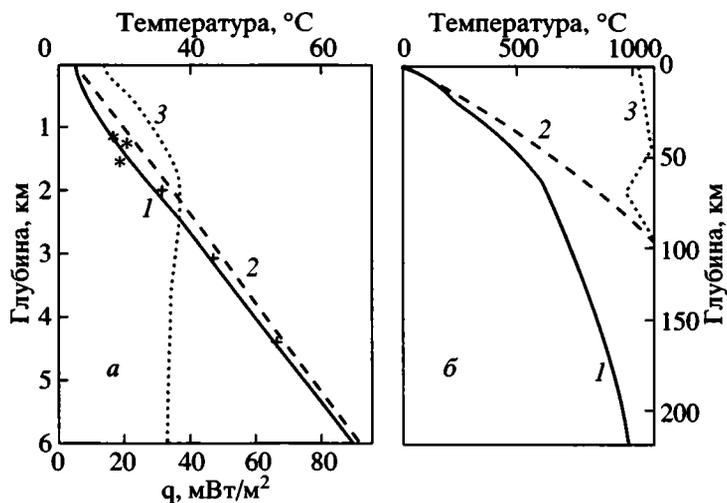


Рис. 7. Рассчитанные распределения температур в вулканогенном комплексе (а) и литосфере (б) Тагило-Магнитогорской зоны.

а – обозначения и смысл кривых, как на рис. 4а, см. также объяснения в тексте; б – распределение температур: 1 – рассчитанное в авторской модели, согласующейся со строением литосферы в [25]; 2 – вычисленное с использованием модели литосферы в [36]; 3 – солидус перидотита с 0.2%  $\text{H}_2\text{O}$  по [44].

### Современный термический режим литосферы Тагило-Магнитогорской зоны и его сравнение с режимом Западного Башкортостана

Площади Тагило-Магнитогорской зоны Восточного Урала с тепловыми потоками 26–35  $\text{мВт/м}^2$  традиционно рассматривались как аномально холодные [13, 14, 20, 21, 36]. Модели, объясняющие природу аномально низкого теплового потока района, предполагают наличие здесь значительных объемов основных и ультраосновных пород. Так, анализ особенностей теплового поля ультраосновных массивов Южного Урала и их обрамления в [20, 21] предполагал внедрение и последующее остывание мощного ультрабазитового тела прямоугольной формы шириной около 30 км, с глубинами кровли и основания тела 5 и 45 км и с продольными размерами тела, значительно превышающими поперечные. Последующие шарьяжи, вовлекшие в процесс надвига слои литосферы мощностью до 30 км, могли разделить ультрабазитовое тело на две части и сместить их одну относительно другой [20, 21]. Тепловой эффект радиогенного тепла вмещающих пород и интрузии не учитывался. В другой модели [36] принималось, что в результате столкновения плит и поглощения литосферы задугового моря часть последней оказалась расположенной между Главным Уральским разломом и блоками Восточно-Уральского поднятия, сформировав Тагило-Магнитогорскую зону. По предположению авторов [36], в этой зоне слой основных и ультраосновных пород коры с низкой теплогенерацией распространяется до глубин 45–55 км, что и служило основной причиной пониженных значений ее теплового потока. Предположение о существенной

роли низкой теплогенерации основных и ультраосновных пород коры Тагило-Магнитогорской зоны в формировании пониженных значений теплового потока высказывается и в работах [6, 13–16, 34]. Однако модели, предложенные в [20, 21, 36] для объяснения природы низкого теплового потока Тагило-Магнитогорской зоны, находятся в противоречии с глубинным распределением плотностей пород литосферы района, следующим из анализа сейсмических и гравитационных данных вдоль профиля URSEIS-95 и др. [25, 26, 31], а также с результатами сейсмических и других геолого-геофизических исследований литосферы в районе скважины СГ-4 [7, 18]. Все они предполагают, что мощность слоя, содержащего вулканы, основные и ультраосновные породы задугового комплекса на исследуемых участках Тагило-Магнитогорской зоны, составляет около 10 км. Ниже него располагается комплекс, отличающийся от нормальной континентальной литосферы лишь утолщенной на 10–15 км нижней корой, так что граница МОХО располагается на глубине 50–55 км (см., например, рис. 7 в [25]; [7, 18]).

Измерения температур в скважине СГ-4 [3, 4] вместе с многочисленными анализами теплофизических свойств пород позволили применить методику моделирования бассейнов для оценки современного теплового состояния литосферы Тагило-Магнитогорской зоны и сравнить результаты моделирования с полученными в Западной Башкортостане. Модель литосферы района строилась в согласии с [25]. В ней 10 км пород остывающего комплекса с теплопроводностью  $k = 2.60 \text{ Вт/м К}$ , теплогенерацией  $0.28 \text{ мкВт/м}^3$  и пренебрежимой пористостью [3, 36] отлагались в

перми на континентальном фундаменте в течение 10 млн. лет. Этот процесс грубо имитировал формирование островодужного комплекса в перми. Так как это происходило 260 млн. лет назад, то детализация времени и динамики его действия имела бы минимальное влияние на современное тепловое состояние района. Фундамент, на котором отлагался задуговой комплекс, представлял, по предположению, стандартную континентальную литосферу (см. таблицу), растянутую в 1.25 раза, т.е. включал 4 км верхней части верхней коры и 8 км низов верхней коры. Нижняя кора как наиболее слабый коровый слой считалась утолщенной до 33 км в процессе столкновения краев плит в пермо-триасовое время. Это значение превышает мощность нижней коры для западных районов более чем в 1.5 раза и согласуется с сейсмическими и гравитационными данными [7, 25, 33]. Термофизические характеристики слоев континентальной литосферы и мантии были аналогичными модели литосферы Западного Башкортостана в таблице. Исключение составлял верхний четырехкилометровый слой коры, теплогенерация которого принималась равной  $0.90 \text{ мВт/м}^3$  и была типичной для пород верхнего слоя континентального кристаллического фундамента изучаемого района [13, 36].

Современное распределение температур в литосфере Тагило-Магнитогорской зоны, рассчитанное в нашей модели, показано на рис. 7а, 7б линией 1. Три звездочки на рис. 7а – температуры, измеренные в скважинах Магнитогорск-839, 2056 и 2066 Тагило-Магнитогорской зоны на глубинах 1.2–1.5 км [6, 14]. Остальные 3 значения температур на глубинах 2, 3 и 4 км, отмеченные крестиком, сняты с профиля температур, измеренных в скв. СГ-4 в 1996 г. [3]. Как отмечается в [3], профиль 1996 года значительно ближе к равновесному, чем измеренный в 1991 году профиль работы [4]. Значение температур, измеренное на глубине 2 км, может считаться здесь точным, так как совпадает с температурой  $30.2^\circ\text{C}$ , измеренной на этой глубине в скважине с тремя годами выстойки и отстоящей от СГ-4 всего на 5 км [4]. Динамика изменения температурного профиля по измерениям 1991 и 1996 годов позволяет говорить об отклонениях температур 1996 года от равновесных на глубинах 3 и 4 км (т.е. более чем на 1.3 км выше забоя скважины СГ-4, 5354 м), не превосходящих  $2\text{--}3^\circ\text{C}$ .

Сплошные кривые на рис. 7 показывают вычисленное распределение температур в породах задугового комплекса (см. рис. 7а) и в литосфере (см. рис. 7б) Тагило-Магнитогорской зоны, опирающееся на глубинные измерения температур в скважинах. Как и выше, различие температур, представленных на рис. 7а линиями 1 и 2, связано с резкими изменениями климата в последние 4–5 млн. лет. Благодаря этим изменениям современный тепловой поток в верхних горизонтах задуго-

вого комплекса меняется от  $13.8 \text{ мВт/м}^2$  на поверхности до максимальных значений в  $36.2 \text{ мВт/м}^2$  на глубинах около 2100 м и затем медленно снижается до значений  $30.4 \text{ мВт/м}^2$  на глубине 10 км (см. кривую 3 на рис. 7а). Моделирование предполагает температуру около  $1000^\circ\text{C}$  на глубине 200 км в современной литосфере Тагило-Магнитогорской зоны и тепловой поток мантии  $q \approx 7.9 \text{ мВт/м}^2$  (поток через поверхность фундамента за вычетом радиогенного тепла коры и мантии). Оба значения близки к оценкам в восточных площадях рассмотренной области Башкортостана (см. рис. 5, 6).

Тем самым расчеты в рамках моделирования бассейнов предполагают, что на широтном профиле, проходящем через Западный Башкортостан и Тагило-Магнитогорскую зону, последняя имеет такие же и даже слегка более высокие значения температур и теплового тока мантии по сравнению с первым. Ее тепловое поле рассчитано с моделью литосферы, согласующейся с результатами анализа гравитационных аномалий в [25], и включающей 10-километровый задуговой комплекс, лежащий на слегка утоненной верхней коре континентальной литосферы, подстилаемой нижней корой, утолщенной в процессе столкновения плит.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Наша модель термической истории литосферы Западного Башкортостана включает несколько этапов тепловой активизации и растяжения литосферы (см. рис. 2д, 3г). Анализ относительных вариаций тектонического погружения поверхности фундамента (см. рис. 2г, 3в) позволил оценить их амплитуды. Принцип оценок кратко обсуждался выше, а алгоритмы вычисления подробно рассматриваются в [37]. Следует отметить, однако, что сам по себе тектонический метод не позволяет однозначно оценить амплитуды термических и тектонических событий в литосфере. Увеличивая одновременно начальный и конечный тепловые потоки, мы всегда можем подобрать соответствующую последовательность событий для одной и той же тектонической кривой. Однако сочетание тектонического метода с измеренными значениями температур в современном разрезе бассейна значительно сужает число возможных вариантов.

Анализ тектонического погружения фундамента предполагает локально-изостатический отклик литосферы на нагрузку. Известно, что состояние локальной изостазии достигается, когда характерные горизонтальные размеры нагрузки заметно превышают эффективную упругую толщину литосферы. Следовательно, уменьшение эффективной упругой толщины литосферы способствует достижению этого состояния. По этой причине не вызывает сомнения локально-изоста-

тический отклик литосферы на поверхностную и внутреннюю (временные вариации в глубинном распределении плотностей) нагрузки в период рифтогенеза с прогретой и растянутой литосферой. Исследования последних лет показывают, что и в "нормальном" состоянии континентальная литосфера может быть достаточно слабой. Ранее полагали, что нижняя граница эффективной упругой толщины литосферы совпадает с изотермой 600–750°C [42]. Такое определение отчасти оправдывается для океанической литосферы, но не справедливо для континентальной. В нашем случае эффективная упругая толщина литосферы составляла бы  $H = 80\text{--}150$  км (см. рис. 2д, 3г, 5г). Однако наблюдения показывают, что древняя континентальная литосфера ведет себя заметно слабее, чем это следует из приведенных оценок [9, 24, 32, 35]. Основная причина этого в том, что доминирующий материал нижней коры континентальной литосферы – кварц – имеет очень низкие энергии активации для начала пластичных деформаций. Неупругие деформации в нижней коре с реологией кварца начинаются при температурах  $T > 250\text{--}300^\circ\text{C}$  [24]. По этой причине в нижней коре во всех случаях за исключением очень тонкой континентальной коры ( $H_c < 20\text{--}25$  км) будет возникать ослабленная зона, позволяющая верхней коре вести себя независимо от мантии. Это подтверждается и оценками эффективной упругой толщины литосферы при анализе Буге аномалий и информации по глубинному сейсмическому зондированию района вдоль 1000-километрового профиля через Южный Урал в [35]. Авторы этой работы оценивают эффективную упругую толщину литосферы в районе Южного Урала в 50 км. Из их вычислений, однако, можно видеть, что отклонения поверхности плиты с упругой толщиной  $H = 50$  км очень близки к отклонениям плиты толщиной  $H = 0$  км, предполагаемой в модели локальной изостазии [35].

Заметные отклонения от локальной изостазии могли возникать в периоды регионального сжатия. Однако эти периоды, как правило, кратковременны (2–30 млн. лет) и после их завершения состояние (по крайней мере, региональной) изостазии восстанавливается. Особого внимания при этом требует этап закрытия Уральского палеоокеана. Он продолжался со среднего девона по триас и характеризовался отложением от 1500 до 2500 м мелководных известняков и песчаников. На всех площадях отложению осадков отвечало погружение тектонической поверхности фундамента с амплитудой 300–800 м (см., например, рис. 2г, 3в). Не исключено, что часть этого погружения была неизостатическим откликом литосферы бассейна на нагрузку возникшего орогена Урала. Тогда эрозия 200–300 м осадков в триасе-раннем меле может рассматриваться как релаксация литосферы к изостатическому равновесию. Такое равновесие, видимо, было достигнуто с

конца раннего–начала позднего мела, когда смещение поверхности фундамента свелось к минимуму (см. рис. 2б, 2д, 3а). О состоянии литосферы района, близком к изостатическому равновесию, свидетельствуют и невысокие амплитуды современных аномалий Фая в изучаемом районе [22].

Как отмечалось выше, наше моделирование термической эволюции осадочной толщи и фундамента бассейнов предполагало одномерный (по  $z$ ) анализ бассейна. Он позволил нам рассмотреть такие эффекты, как совместный теплоперенос в меняющейся осадочной толще и подстилающем фундаменте до глубин 200 км, температурную эволюцию системы в периоды резких климатических колебаний, что трудно поддается анализу в двумерном варианте. Чтобы изучить проблему, мы провели сравнение результатов одномерных и двумерных расчетов распределения температур по глубине вдоль профиля 3, продолженного через Тагило-Магнитогорскую зону до Восточно-Уральского поднятия (в печати). Сравнение показало, что отклонение от плоского приближения может заметно влиять на результаты моделирования только для площадей, близких к Уральской складчатой зоне (скв. Леузская и Ахмерова). Здесь отклонения в глубинных температурах могли составлять 10–15%. Для Тагило-Магнитогорской зоны незначительная роль горизонтальных градиентов температур в ее тепловом состоянии предполагается ее относительно большими поперечными размерами (см. [25, 36]) и также подтверждается двумерным анализом поля температур в районе (в печати; см. также [36]).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение системы моделирования бассейнов с опорой на измеренные значения температур в скважинах позволило восстановить историю погружения и тепловую эволюцию бассейнов Западного Башкортостана и уточнить современный тепловой режим литосферы в пределах известной области аномально низкого теплового потока, включающей Южный Урал. Моделирование показало, что с приближением к границе складчатого Урала от западной границы Башкортостана поверхностный тепловой поток увеличивается от 31 до 45 мВт/м<sup>3</sup> и одновременно от 30–31 до 27–28 мВт/м<sup>2</sup> уменьшается поток через поверхность фундамента. При этом тепловой поток мантии (за вычетом радиоактивной составляющей коры и мантии) составляет всего лишь 6.8–8.1 мВт/м<sup>2</sup>, что заметно ниже мантийного потока стандартного континентального щита (17–25 мВт/м<sup>2</sup>). Соответственно в исследуемой области температуры на глубине 200 км слегка увеличиваются от 850–900°C в ее западной части до 950–1000°C на восточных площадях и остаются такими же в Тагило-Магнитогорской зоне.

Тем самым расчеты в рамках моделирования бассейнов предполагают, что на широтном профиле, проходящем через Западный Башкортостан и Тагило-Магнитогорскую зону, последняя имеет такие же и даже слегка более высокие значения температур и теплового потока мантии по сравнению с первым. Ее тепловое поле рассчитано с моделью литосферы, согласующейся с результатами анализа гравитационных аномалий в [25] и включающей 10-километровый задуговой комплекс, лежащий на слегка утоненной верхней коре континентальной литосферы, подстилаемой нижней корой, утолщенной в процессе столкновения плит.

Моделирование предполагает, что природа широкой овально зоны аномально низких тепловых потоков Южного Урала и Приуралья (см. рис. 1 [13–17, 20, 21]) не связана с низкой генерацией тепла породами литосферы бассейнов, а обусловлена исключительно низким тепловым потоком глубинной мантии. Последний отражает процессы на глубинах более 200 км. И хотя термическое равновесие погружившейся океанической литосферы с мантией должно бы восстановиться за время, прошедшее после закрытия Уральского палеоокеана в перми (хотя бы в силу ограниченных поперечных размеров погружившейся плиты), другие процессы типа медленного погружения ее частей, претерпевших фазовые переходы на глубинах 300–500 км, могли вызвать медленные нисходящие течения в мантии и стимулировать остывание ее верхних слоев.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев М.М., Морозов С.Г., Постникова И.Е. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции. М.: Недра, 1977. 157 с.
2. Белоконь Т.В., Балашева М.М., Горбачев В.И., Сиrotенко О.И., Денисов А.И. Перспективность рифейских и вендских отложений восточных районов Русской платформы. Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья: обзор. М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1996. 38 с.
3. Булашевич Ю.П., Демежко Д.Ю., Шапов В.А., Юрков А.К. Влияние палеоклимата на геотемпературное поле Уральской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 1. С. 102–104.
4. Булашевич Ю.П., Шапов В.А., Юрков А.К. Термогелиевые исследования Уральской сверхглубокой скважины // Региональные геотермические исследования / Ред. Ю.В. Хачай. М.: Недра, 1992. С. 15–17.
5. Величко А.А. Структура термических изменений палеоклиматов мезо-кайнозой по материалам изучения Восточной Европы // Климаты Земли в геологическом прошлом / Ред. А.А. Величко, А.Л. Чепалыга. М.: Наука, 1987. С. 5–43.
6. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала и его связь с тектоническими факторами // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон / Ред. В.И. Кононов, Ф.Н. Юдахин, В.Б. Свалова. М.: Наука, 1993. С. 48–55.
7. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Дьяконова А.Г., Солодилов Л.Н., Золотов Е.Е. Модель литосферы района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Разведка и охрана недр. 2002. № 2. С. 9–14.
8. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн. лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
9. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
10. Масагутов Р.Х., Козлов В.И., Андреев Ю.В., Иванова Т.В. О перспективах нефтегазоносности вендских отложений Западного Башкортостана // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1997. № 1. С. 2–9. № 7. С. 2–7; № 9. С. 2–7.
11. Рабочая схема стратиграфии и корреляции разрезов верхнего протерозоя Западной Башкирии. Уфа: БашНИПИНефть, 1981. 35 с.
12. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.
13. Сальников В.Е. Геотермический режим Южного Урала. М.: Наука, 1984. 88 с.
14. Сальников В.Е., Голованова И.В. Новые данные по распределению теплового потока в Южном Урале // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 129–135.
15. Сальников В.Е., Огарин И.С. Зона аномально низкого теплового потока на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1977. Т. 273. № 6. С. 1456–1459.
16. Сальников В.Е., Попов В.Г. Геотермический режим и гидродинамические условия Южного Урала и Приуралья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 128–135.
17. Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР: пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1 : 10000000. М.: ГУГК, 1980. 150 с.
18. Уральская сверхглубокая скважина / Ред. В.И. Горбачев, Е.Н. Оксемойд. Ярославль: Недра, 1992. Вып. 1. 206 с.
19. Фролович Г.М., Хачатрян Р.О., Голдобин Ю.П. Строение северной части Камско-Бельской впадины по данным сейсморазведки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 126–136.
20. Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-ние Рос. Ун-та Дружбы Народов, 1996. 290 с.
21. Хуторской М.Д., Абизгильдин И.Х., Падучих В.И. Тепловой поток Мугоджар – продолжение Южно-Уральской геотермической аномалии // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон / Ред. В.И. Кононов, Ф.Н. Юдахин, В.Б. Свалова. М.: Наука, 1993. С. 55–70.
22. Artemjev M.E., Kaban M.K., Kucherenko V.A., Demyanov G.V., Taranov V.A. Subcrustal density inhomogeneities of northern Eurasia as derived from the gravity data and isostatic models of the lithosphere // Tectonophysics. 1994. Vol. 240. P. 249–280.
23. Bayer A.J. Geotherms evolution of the lithosphere and plate tectonics // Tectonophysics. 1981. Vol. 72. P. 203–227.

24. *Burov E.B., Diament M.* The effective elastic thickness (Te) of continental lithosphere: what does it really mean? // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. № B3. P. 3905–3927.
25. *Doring J., Gotze H.-J., Kaban M.K.* Preliminary study of the gravity field of the southern Urals along URSEIS'95 seismic profile // *Tectonophysics.* 1997. Vol. 276. P. 49–62.
26. *Echler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.I., Karsten L.A., Hetzel R., Noskov A.G.* The Paleozoic tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals: a reappraisal / Eds. A. Perez-Estaun, D. Brown, D. Gee // *EUROPROBE'S Uralides Project. Tectonophysics.* 1997. Vol. 276. P. 229–251.
27. *Forsyth D.W., Press F.* Geophysical tests of petrological models of the spreading lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 7963–7972.
28. *Frakes L.A.* Climates throughout geological time. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 1–310.
29. *Galushkin Yu.I.* Numerical simulation of permafrost evolution as a part of basin modeling: permafrost in Pliocene-Holocene climate history of Urengoy field in West Siberian basin // *Canad. J. Earth Science.* 1997. Vol. 34. № 7. P. 935–948.
30. *Galushkin Yu.I., Simonenkova O.I., Lopatin N.V.* Thermal and maturation modelling of Urengoy field, the West Siberian Basin: some peculiarities in basin modeling // *AAPG Bull.* 1999. Vol. 83. № 12. P. 1965–1979.
31. *Juchlin C., Kashubin S., Knapp J.H., Makovsky V., Ryberg T.* Project conducts seismic reflection profiling in the Urals Mountains // *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union.* 1995. Vol. 76. № 19. P. 193–197.
32. *Karter N., Tsenn M.C.* Flow properties of continental lithosphere // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 136. P. 27–63.
33. *Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A.* The geosynclinal development of the Urals // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 127. P. 371–381.
34. *Khachay Yu.V., Druzhinin V.S., Sharov V.N., Tsibulja A.L.* The comparison of geothermal sections of the Ural's lithosphere and of the East part of Baltic shield lithosphere // 6-th Zonnenschein conference of Plate tectonics. M.: Shyrshav Institut of Oceanology, 1997. P. 194.
35. *Kruse S., McNutt M.* Compensation of Paleozoic Orogens: comparison of the Urals to the Appalachians // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 154. P. 1–17.
36. *Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A.* Low geothermal heat flow of the Urals fold belt—implication of low heat production, fluid circulation or paleoclimate? // *Tectonophysics.* 1997. Vol. 276. P. 63–85.
37. *Makhous M., Galushkin Yu.I., Lopatin N.V.* Burial history and kinetic modelling for hydrocarbon generation. Part I: The GALO Model // *AAPG Bull.* 1997. Vol. 81. № 10. P. 1660–1678.
38. *Maslov A.V., Erdtmann B.-D., Ivanov K.S., Ivanov S.N., Krupenin M.T.* The main tectonic events, depositional history, and the paleogeography of the southern Urals during the Riphenian–early Paleozoic // *Tectonophysics.* 1997. Vol. 276. P. 313–335.
39. *McLennan S.M., Taylor S.R.* Heat flow and chemical composition of continental crust // *J. Geology.* 1996. Vol. 104. P. 369–377.
40. *Petroleum and basin evolution* / Eds. D.H. Welte, B. Horsfield, D.R. Baker. Springer-Verlag, 1997. 536 p.
41. *Schatz J.F., Simmons G.* Thermal conductivity of Earth material at high temperatures // *J. Geophys. Res.* 1972. Vol. 77. № 35. P. 6966–6983.
42. *Turcotte D.L., Schubert G.* *Geodynamics.* Applications of continuum physics to geological problems. N. Y.: John Wiley & Sons, 1982. 594 p.
43. *Ungerer P., Burrus I., Doligez B., Chenet P., Bessis F.* Basin evolution by integrated two-dimensional modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration // *AAPG Bull.* 1990. Vol. 74. № 3. P. 309–335.
44. *Wyllie P.J., Magmas and volatile components* // *Am. Mineral.* 1979. Vol. 64. P. 469–500.
45. *Zonenshien L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* Uralian Foldbelt / Ed. B.M. Page // *Geology in the USSR: a plate tectonic synthesis.* Am. Geophys. Union. Geodyn. Sec. 1990. Vol. 21. P. 27–54.

*Рецензенты: С.В. Руженцев, Б.Г. Поляк,  
М.Д. Хуторской*

## Thermal Evolution of the Lithosphere in the Bashkirian Sector of the West Ural Foothills as Compared with the Present-Day Thermal Regime of the Tagil-Magnitogorsk Zone of the Urals

Yu. I. Galushkin\* and G. E. Yakovlev\*\*

\*Earth Science Museum, Moscow State University, Vorobyevy Gory, 119899, Moscow, Russia

\*\*Faculty of Geology, Moscow State University, Vorobyevy Gory, 119899, Moscow, Russia

**Abstract**—Digital modeling of the lithospheric thermal regime based on well thermometry, geology, and geophysical data was conducted for an abnormally low heat flow zone encompassing Bashkortostan and the Tagil-Magnitogorsk sector of the East Urals. Modeling was made on assumption that the lithospheric heat flow in Western Bashkortostan remained relatively low during the greater portion of their evolution history. In contrast to the established opinion, mantle temperatures and heat flow values in the Tagil-Magnitogorsk zone are equal or even slightly higher than in Western Bashkortostan. The thermal regime of this zone complies with its lithospheric structure including a 10-km-thick backarc volcanic complex resting upon the slightly thinned upper crust of a continental lithosphere and the lower crust thickened during plate collision. Modeling does not support the idea that the low crustal heat generation in the region is the main cause its heat anomaly.

УДК 551.248.2 (571.53)

**ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА**

© 2003 г. Г. Ф. Уфимцев, В. В. Мяктова

*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128*

Поступила в редакцию 23.09.2002 г.

В новейшей структуре Иркутского амфитеатра выделяются внутренняя, с преобладанием общих поднятий, и окраинная части, где проявилась повторная складчатость и сопряженные с Байкальским рифтом глыбовые перемещения. Центральную позицию занимает Ангаро-Ленское поднятие, пересекаемое antecedentными долинами магистральных рек. Оно не имеет корней и сформировалось при решающем воздействии общего смещения платформенного чехла в южном направлении. Жигаловский вал с его соляным ядром оказался контрфорсом для смещающихся слоистых пластин чехла платформы, и перед ним субгоризонтальные срывы преобразуются в листрические надвиги. Ковыктинское газоконденсатное месторождение залегает позади лобовой части смещающейся слоистой пластины. Аналогичная или близкие геолого-геоморфологические ситуации существуют и в других секциях Ангаро-Ленского поднятия.

**ВВЕДЕНИЕ**

После интенсивного изучения рельефа Сибирской платформы в 50–70-е годы минувшего столетия произошел резкий спад геоморфологических исследований этого обширного региона, вызванный причинами преимущественно финансовыми. В результате равнины и плато Средней и Восточной Сибири постепенно переходят в состояние *terra incognita* в геоморфологическом и неотектоническом отношениях. Между тем знание рельефа и молодой тектоники в настоящее время приобретает важное значение в связи с интенсификацией поисков и разведки нефтегазовых месторождений на Сибирской платформе. Во-первых, это использование неотектонических, морфометрических, в частности, методов поисков и, во-вторых, определение степени связей газонефтяных залежей с атмосферосферой в связи с интенсивной молодой тектоникой и распространением карста.

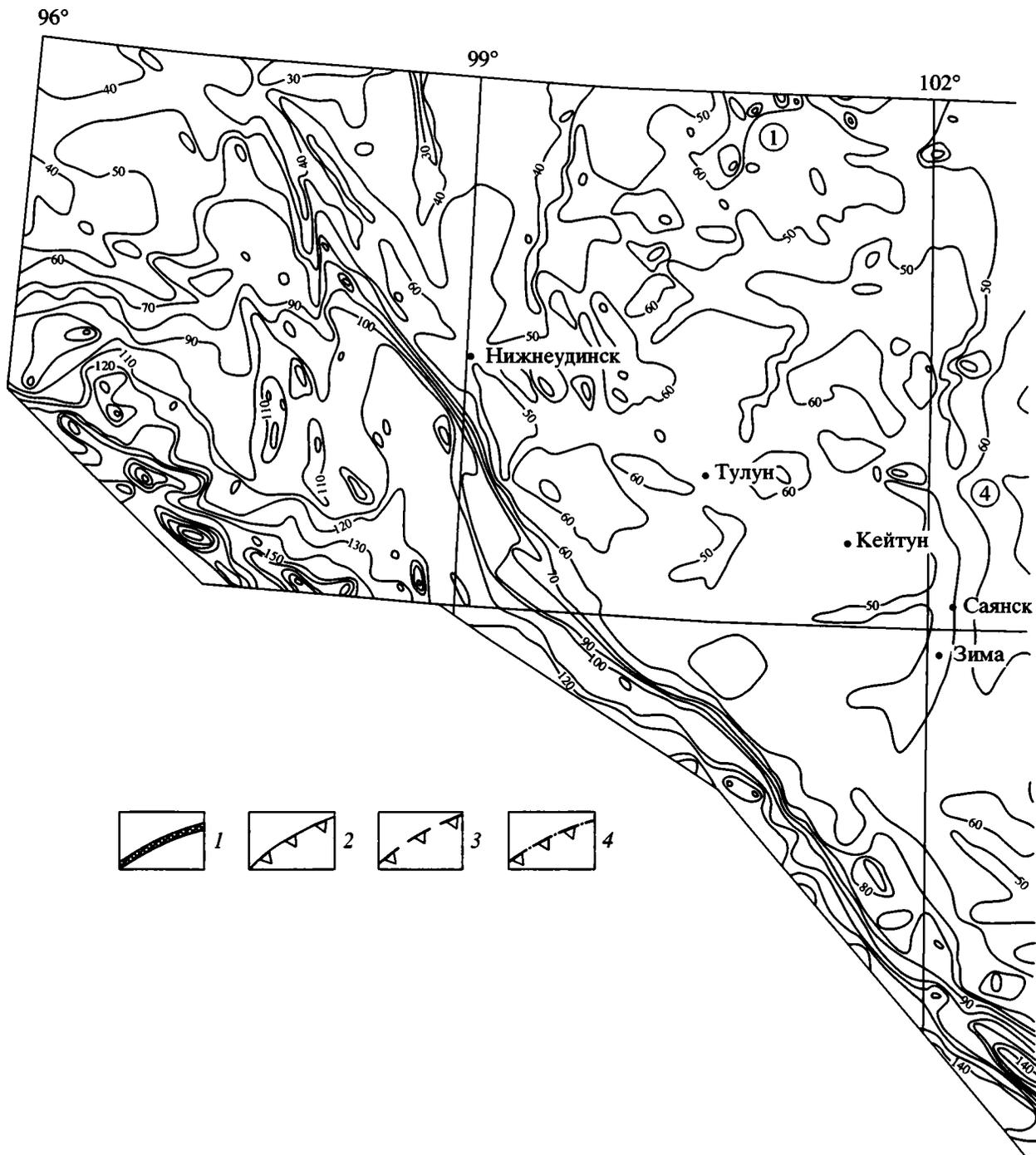
Прогностическая интерпретация результатов морфометрического анализа требует достаточно подробных знаний о рельефе и новейшей тектонике. Способы и приемы интерпретации, используемые на Русской и Западно-Сибирской равнинах, могут давать существенные сбои в условиях Сибирской платформы ввиду следующих обстоятельств.

Три великие платформенные равнины Северной Евразии имеют различное устройство рельефа. Русской равнине свойствен центральный орграфический узел, на ней преобладают пластовые равнины и аккумулятивные на ее окраинах. Западно-Сибирская равнина характеризуется наличием центрального гидрографического узла и господством низких аккумулятивных равнин. На

Сибирской платформе абсолютные высоты достигают 1600 м и более, а базисная (цокольная) поверхность рельефа образует общий скат с юга на север, с максимальными ее высотами на южной окраине платформы, не превышающими 420 м в районе г. Иркутска. Это определяет большую вертикальную расчлененность рельефа, господство высоких пластовых равнин, плато, в том числе трапповых, плоскогорий на участках щитов и выступах фундамента. На северо-западной и западной окраинах платформы наблюдаются элементы морфотектоники великих эскарпов, свойственные поднятым окраинам южных материков. Это одна из многих интригующих особенностей молодой тектоники Сибирской платформы, рассеянных по всей ее территории и, можно сказать, концентрирующихся на плато Путорана с его удивительными долинами-трещинами [7] и в южном выступе, Иркутском амфитеатре, новейшей тектонике которого посвящена настоящая статья.

**РЕЛЬЕФ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА**

Центральную часть Иркутского амфитеатра (рис. 1, 2) занимает Лено-Ангарское плато, абсолютные высоты которого достигают 1509 м, причем они свойственны восточной его окраине, а абсолютные высоты в интервале 900–1100 м обычны для значительной его территории. Долины Ангары и Лены прорезают плато в субмеридиональном направлении, причем вторая рассекает его по центральной части. Уровень русла Лены на входе в плато составляет 473 м вблизи с. Верховенска, а в северной части плато – 336 м несколько выше устья Орлинги. Такая разница высот между днищами долин магистральных рек и вершинами междуречий придает Лено-Ангарско-



**Рис. 1.** Тектонический рельеф Иркутского амфитеатра южнее  $56^{\circ}$  с.ш. Изолинии оцифрованы в десятках метров. 1 – крутые сбросовые уступы; 2–4 – положение Ковыктинского газоконденсатного месторождения (2), аналогичная ему (3) и близкие (4) геолого-неотектонические ситуации. Цифры в кружках: 1 – Ангарский кряж, 2 – Лено-Ангарское плато, 3 – долина р. Ханды, 4 – Ока-Ангарское междуречье, 5 – Иркутско-Черемховская равнина.

му плато низкоротный облик. Другая особенность его – это отсутствие центрального орографического узла, какой мы, например, видим у плато Путорана на Северо-западе Сибирской платформы, где реки растекаются в разных направлениях от его центральной части. В Лено-

Ангарском плато, напротив, к его центральной части приурочен центральный гидрографический узел, где вблизи пос. Жигалово в Лену впадают реки Илга и Тутура – явление, определенно говорящее об оформлении высокого плато после формирования основных речных долин, в настоя-

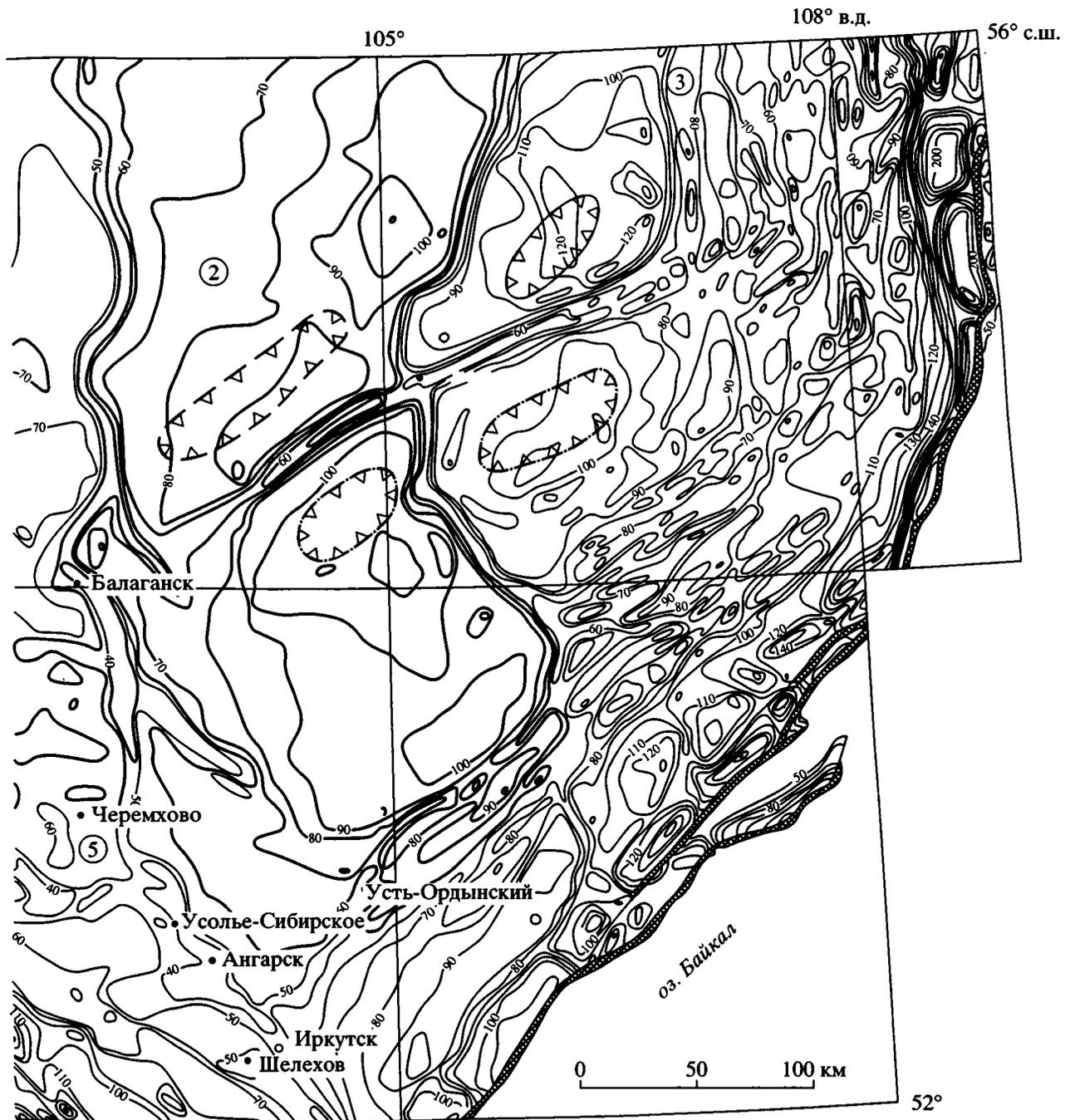


Рис. 1. Окончание.

шее время представляющих собой антецедентные прорези.

Юго-западная окраина амфитеатра занята Иркутско-Черемховской равниной, где преобладают холмистые пространства, выработанные в породах палеозоя и терригенной юры, чередующиеся с аккумулятивными равнинами в предгорных расширениях долин главных рек. Восточная ок-

раина амфитеатра по недоразумению называется Предбайкальской впадиной. В действительности это чередование линейных холмистых или увалистых возвышенностей и широких речных долин; предгорных широких аккумулятивных равнин здесь нет, а иллюзия предгорной впадины создается положением между высокой, в форме уступа, окраиной Лено-Ангарского плато на западе и Приморским и Байкальским хребтами на востоке.

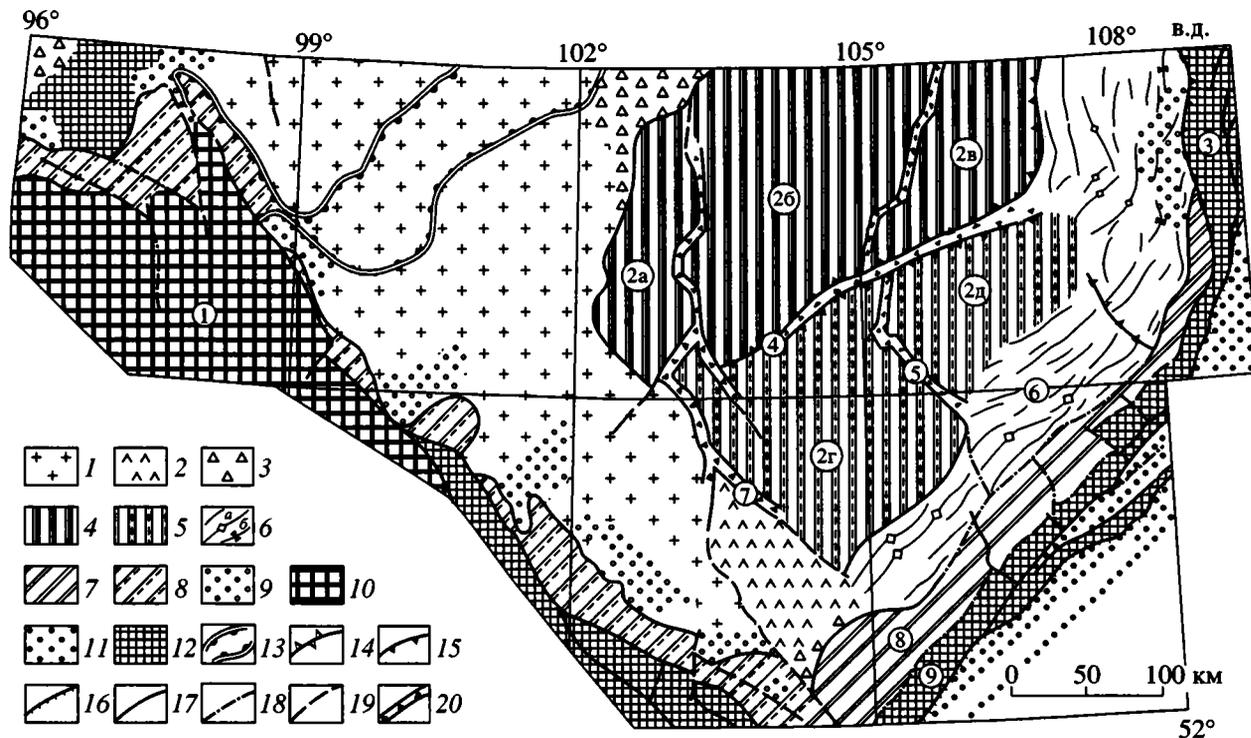


Рис. 2. Схема новейшей тектоники Иркутского амфитеатра.

1–5 – внутренняя часть амфитеатра: 1–3 – ступени: 1 – поднятые, 2 – наклонные, 3 – пониженные, 4, 5 – секции высокого поднятия плато: 4 – наклонные, 5 – ступенчатые; 6–9 – окраинная часть амфитеатра: 6 – линейные локальные поднятия: а – прямые антиклинальные, б – обращенные синклинали, 7 – наклонные горсты, 8 – предгорные пьедесталы, 9 – локальные погружения; 10–12 – горная область: 10 – сводовые поднятия-нагорья, 11 – рифты, 12 – наклонные горсты плечей рифтов; 13 – район распространения трапповых останцовых возвышенностей; 14–20 – линеаменты: 14 – скрытые поперечные раздели, 15 – надвиговые и 16 – сбросовые уступы, 17 – невысокие уступы, 18 – линии изменения тектонического рельефа, 19 – тектонические долины, 20 – надразломные понижения тектонического рельефа (20).

Цифрами и буквами в кружках обозначены: 1 – Восточно-Саянский свод, 2 – Ангаро-Ленское поднятие-плато: а – его Приангарская, б – Илимская, в – Орлингская, г – Илгинская и д – Тутурская секции; поднятия: 3 – Байкальского и 9 – Приморского хребтов, 4 – Тыпча-Чиканский шовный рамп, 5 – Ленское и 7 – Ангарское надразломные понижения, 6 – Предбайкальская зона складок (“впадина”), 8 – Онетская зона наклонных ступеней и поднятий.

В западной части Иркутского амфитеатра в северо-восточном направлении протягивается полоса изолированных и останцового облика трапповых возвышенностей Ангарского кряжа, абсолютные высоты которых достигают 980 м. В районе города Нижнеудинска трапповые выступы подходят к северо-восточному склону нагорья Восточного Саяна, разворачиваются и на протяжении более чем 100 км следуют вдоль него в северо-западном направлении.

Рельефу Иркутского амфитеатра, особенно в районах значительных относительных высот, свойственна хорошо проявленная ярусность с двумя поверхностями выравнивания [1, 10, 14, 22, 24]. Первая поверхность выравнивания, исходная, представляет собой сочетание плоских пластовых вершинных поверхностей междуречий, и возраст ее обычно принимается как меловой–палеогеновый. Вторая поверхность выравнивания, придолинная, включает в себя долинны педименты и педилены и имеет, видимо, неогеновый

возраст. На участках преобладания невысоких холмистых пространств, например, на Иркутско-Черемховской равнине, эти поверхности выравнивания как бы сближаются, нижняя придолинная редуцируется, и разделение этих форм становится проблематичным.

## НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА

Имеющиеся сведения о новейшей структуре и молодой геодинамике Иркутского амфитеатра в основном касаются оценки амплитуд вертикальных неоген-четвертичных движений и в наиболее полной форме отображены на соответствующих картах [16, 17]. Структурно-морфологический анализ явлений новейшей тектоники проводился в ограниченной мере, более привлекательными оказались вопросы взаимодействия Байкальской рифтовой зоны и южной окраины Сибирской платформы [9, 11, 12, 18, 19, 25]. Построенная нами на базе топографических карт масштаба

1 : 500000 модель тектонического рельефа Иркутского амфитеатра на его территорию южнее 56° с.ш. (см. рис. 1) дает возможность выделить основные неотектонические формы (см. рис. 2) и предложить геодинамическую модель их развития в сопоставлении с другими частями платформы.

В новейшей структуре Иркутского амфитеатра выделяются окраинная (предгорная) и внутренняя части. Фоновым образованием последней является поднятая ступень западнее долины р. Оки, где высоты тектонического рельефа составляют 500–600 м и над этим уровнем поднимаются траптовые возвышенности Ангарского кряжа (см. рис. 1, 2). Восточнее располагается Ангаро-Ленское поднятие-плато, где высоты тектонического рельефа достигают 1500 м, причем максимальные высоты свойственны бровке восточного окраинного уступа плато, возвышающегося над долиной реки Ханды на 700 м. Ангаро-Ленское поднятие имеет сложную структуру тектонического рельефа и состоит из 5 секций, разделенных субмеридиональными линеаментами долин Ангары и Лены и сложно устроенным Тыпта-Чиканским понижением северо-восточного простирания (см. рис. 1, 2).

Окраинная западная секция поднятия, занимающая Ока-Ангарское междуречье, отлична морфологически от других – это протяженная в субмеридиональном направлении пологонаклонная на север ступень с высотами 550–800 м. Ее форма и позиция, видимо, контролируется Окино-Вихревской флексурой и сопровождающими ее с востока складками чехла Сибирской платформы [6, 8, 21].

Остальные секции поднятия имеют близкие к изометричной формы и располагаются компактно, будучи разделены крестообразной системой линеаментов-понижений (см. рис. 1, 2), так что создается впечатление о наличии здесь общего сводового изгиба. Ложность его иллюстрирует субширотный профиль через внутреннюю часть амфитеатра (рис. 3), на котором видно, что северная часть Ангаро-Ленского поднятия представляет собой наклонно поднятую глыбу, ограниченную на востоке крутым уступом и состоящую, в свою очередь, из трех фрагментов: Приангарской, Илимской и Орлингской секций, которые тоже представляют собой наклонные на север и северо-запад ступени или горсты. Профили северо-западного направления через поднятие показывают несколько иную картину (рис. 4): северные Илимская и Орлингская секции сохраняют вид наклонных ступеней, а расположенные южнее Илгинская и Тутурская секции-ступени имеют в целом субгоризонтальные вершинные поверхности. Однако схема тектонического рельефа показывает, что Илгинская секция обнаруживает также перекося с наклоном в западных румбах. В об-

щем это явление свойственно всем секциям, за исключением Тутурской, и, таким образом, Ангаро-Ленское поднятие в целом представляет наклонно поднятую на восток глыбу.

Особую позицию в структуре Ангаро-Ленского поднятия имеет Тыпта-Чиканское понижение, которое представляет собой обращенную морфо-структуру: его днище следует вдоль Жигаловского вала [3–5, 6, 8], затем на северо-востоке открывается в субмеридиональное подступное понижение верховьев долины Ханды, также представляющее собой обращенную морфо-структуру (антиклиналь), над которой с запада возвышается окраинный уступ Лено-Ангарского плато. Этот последний, плавно изгибаясь, переходит в прямолинейный уступ борта Тыпта-Чиканского понижения тектонического рельефа, имеющего определенно шовную природу. Характер уступа указывает на надвиговую его природу, и, таким образом, Тыпта-Чиканское понижение, в сущности, представляет собой шовный рампа, образованный встречным надвиганием слоистых пластин на своеобразный барьер в виде Жигаловского вала с его соляным ядром. Примечательно, что в северо-восточной части вала и в его субмеридиональном продолжении в долине р. Ханды небольшие антиклинали, осложняющие вал [5], выражены в тектоническом рельефе в виде невысоких узких гряд и представляют собой прямые морфо-структуры. Таким образом, Жигаловский вал в новейшей геодинамике Ангаро-Ленского поднятия играет особую роль. Во-первых, представляя собой барьер с соляным ядром, он обусловил, по-видимому, преобразование субгоризонтальных срывов в чехле платформы во встречные листрические надвиги с образованием шовного рампа при одновременном продолжении роста в его днище локальных антиклиналей. Все это – свидетельство субгоризонтального сжатия чехла Сибирской платформы в южном ее выступе на новейшем тектоническом этапе. О преобладающих в южном направлении смещениях слоистых пластин чехла платформы (а тектоническому его расщеплению способствуют эвапоритовые горизонты) свидетельствуют также перекося тектонического рельефа Илимской и Орлингской секций Ангаро-Ленского поднятия, как бы вытянутых на восток и юго-восток в виде наклонных глыб.

Формирование шовного рампа, видимо, сопровождалось еще одним примечательным эффектом. Связанные с Жигаловским валом линейные синклинали (прогибы, по [8]): Бурунгинская на северо-западе и Пономаревская на юго-востоке – в настоящее время представляют собой также обращенные морфо-структуры и выражены в виде локальных поднятий тектонического рельефа над бровкой надвигового уступа. Следовательно, в лобовых частях аллохтонов произошло не только надвигание на вал-барьер, но и выжимание

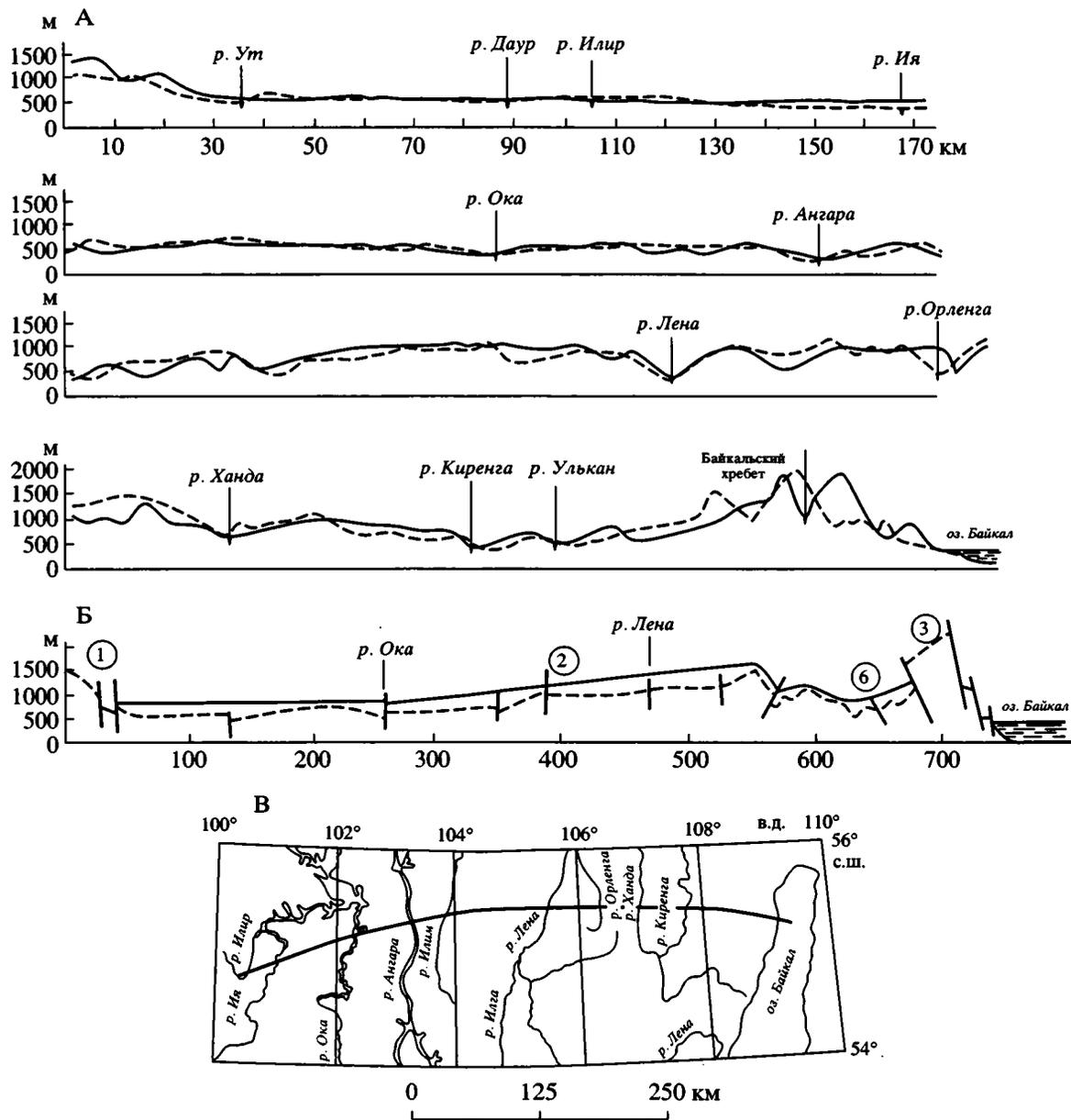


Рис. 3. Субширотные профили вершинной поверхности Иркутского амфитеатра (А) и их морфотектоническая интерпретация (Б) на уровне зон (сплошная линия) и простых форм (пунктирная линия); В – схема расположения профиля; Б – цифры в кружках – структурные формы, показанные на рис. 2.

вверх синклиналий ядер – обычная ситуация при повторном складчатом тектогенезе приповерхностных частей литосферы [23] (рис. 5).

В целом Ангаро-Ленское новейшее поднятие представляет собой бескорневую форму, не повторяющуюся в рельефе фундамента платформы. Оно располагается над наклонно погружающейся на северо-запад кровлей венда (мотской свиты) [6, 21], и, в сущности, новейшая геодинамика этого района, в первую очередь, реализуется в виде перемещений раннепалеозойского чехла платформы. Именно с бескорневым характером Ангаро-Ленского поднятия связано то

обстоятельство, что его тектонический рельеф не имеет орографического центра и, напротив, в его центральной части располагается на перекрестии линейных понижений крупный гидрографический узел. Пересечение поднятия антецедентными долинами Ангары и Лены указывает на молодость поднятия, сформировавшегося в современном виде после заложения основных направлений стока на север. С другой стороны, Ангаро-Ленское поднятие имеет общий перекосяк тектонического рельефа в северных румбах и обнаруживает по этому параметру некоторое согласие с наклоном кровли мотской свиты венда. Это последнее об-

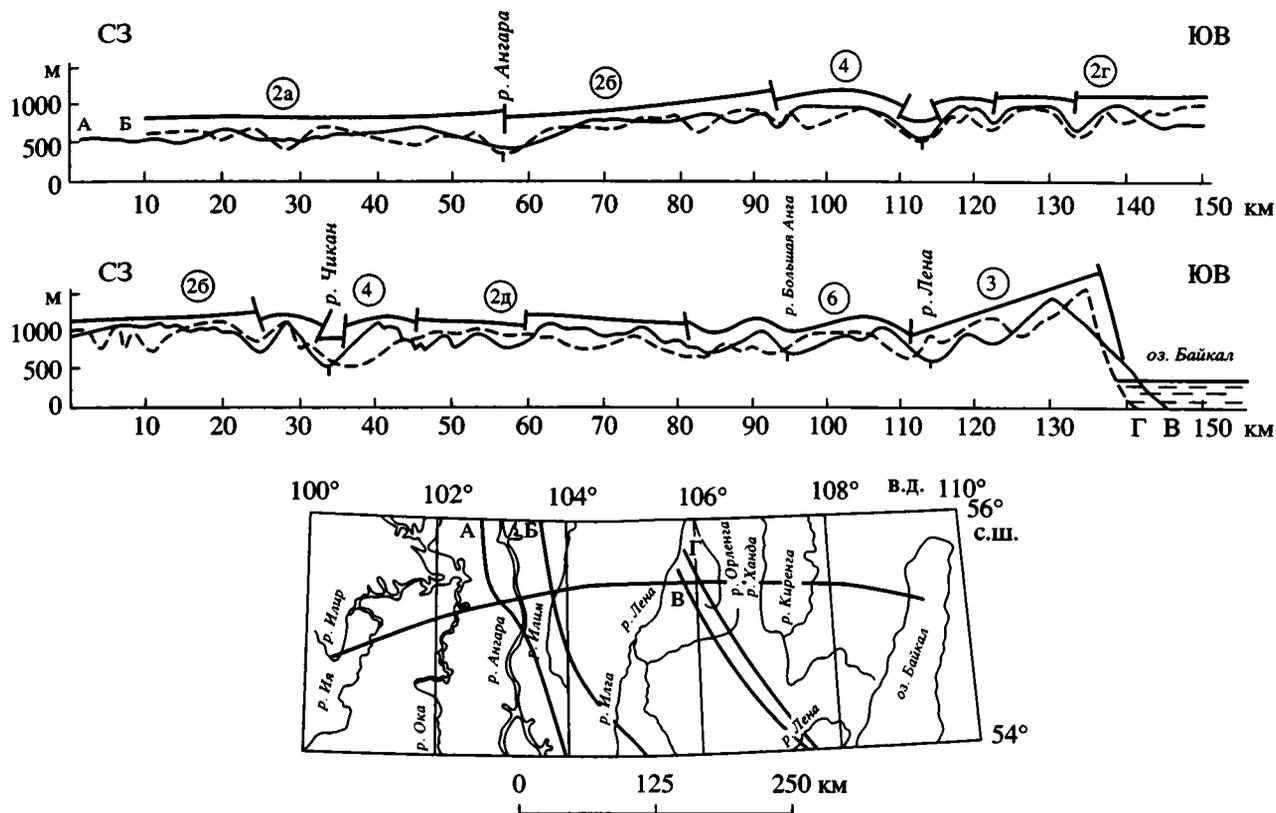


Рис. 4. Совмещенные профили вершинной поверхности Лено-Ангарского плато и их морфотектоническая интерпретация (жирые линии). На врезке показано положение профилей. Цифры в кружках – структурные формы, показанные на рис. 2.

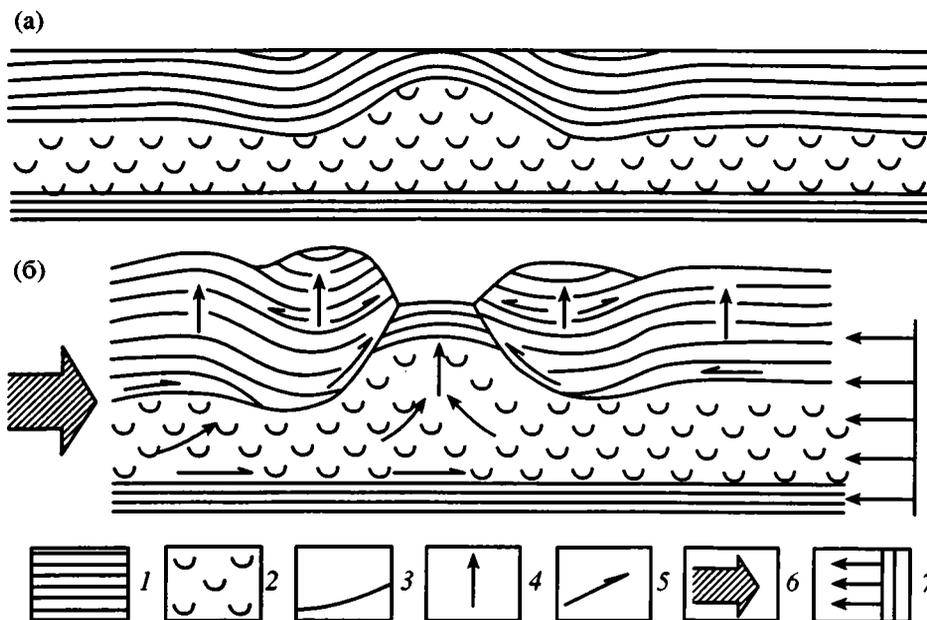


Рис. 5. Преобразование в кайнозое антиклинали с соляным ядром в шовный рамп в условиях повторных деформаций (на примере Жигаловского вала) с использованием геологических материалов [4, 5, 6, 8]: А – исходное и Б – результирующее положения.  
1 – слоистый комплекс; 2 – соль; 3 – молодые срывы; 4, 5 – направления перемещений: 4 – объемов горных пород, 5 – по поверхностям срыва или напластования; 6 – направление действующей силы; 7 – положение упора (контрфорса).

стоятельство, видимо, способствовало преимущественному перемещению слоистых пластин чехла на юг, преобразованию субгоризонтальных или пологонаклонных срывов в листрические надвиги в условиях горизонтального сжатия верхних частей литосферы и при приложении действующей силы с севера, что заставляет обращаться к представлениям П.С. Воронова [2], который считал, что новейшая структура юга Восточной Сибири определяется вообще смещением на юг Иркутского амфитеатра как жесткого блока Сибирской платформы, уподобляемого носу ледокола, в движении деформирующего перед собой ледовое покрытие, с образованием в нем зон растяжения и сжатия.

Интересна неотектоническая позиция крупнейшего в Иркутском амфитеатре Ковыктинского газоконденсатного месторождения (см. рис. 1). Оно располагается в пределах северо-восточной Орлингской секции Ангаро-Ленского поднятия [21] и с юго-востока и востока обрамлено Тыпта-Чиканским шовным рампом, высоким надвиговым уступом (обращенный Жигаловский вал) и узкими невысокими поднятиями над бровкой надвигового уступа (выжатая вверх и обращенная Бурунгинская синклиналь). Еще севернее над пологовыпуклым антиклинальным изгибом в породах кембрия–силура располагается основная часть наклонной глыбы Орлингской секции, где и обнаружена газоконденсатная залежь. Есть ли в пределах Ангаро-Ленского поднятия аналогичные в геологическом и морфотектоническом отношениях ситуации? Да, есть. То же самое мы видим в южной части Илимской секции поднятия, с той лишь разницей, что Орлингская секция обрамляется комбинацией обращенная антиклиналь–листрический надвиг–обращенная синклиналь с юго-востока и востока, а Илимская – лишь с юго-востока. Но, тем не менее, геолого-геоморфологическое сходство этих двух районов Ангаро-Ленского поднятия заставляет предполагать благоприятные условия для формирования залежей углеводородов и на левобережье р. Лены западнее и северо-западнее пос. Жигалово (см. рис. 1, 2). Далее можно предполагать, что Жигаловский валбарьер с его соляным ядром при перемещениях слоистых аллохтонов по листрическим надвигам может обуславливать миграцию углеводородов от линии Тыпта-Чиканского шовного рампа на север.

Предбайкальская (а на севере – Приленская [12]) зона складок (см. рис. 2) занимает восточную окраину Иркутского амфитеатра и по простиранию делится на две подзоны поперечным разрезом, простирающимся на юго-восток от восточного угла Орлингской секции Ангаро-Ленского поднятия (см. рис. 1, 2). При пересечении этой линии заметно изменяется структура тектонического рельефа и морфология кровли мотской свиты

венда, южнее она имеет более крутой наклон на северо-запад. На юго-западе это довольно правильное чередование линейных антиклинальных гряд, сложенных кембрийскими и юрскими отложениями, и синклинальных впадин, выполненных палеоген-неогеновыми терригенными отложениями [15]. Все эти формы имеют северо-восточное простирание. В северной подзоне преобладают формы субмеридиального простирания с обычно менее выраженной линейностью и слабой распространенностью кайнозойских отложений. Верхнеплиоценовые отложения – видимо, аналоги манзурского аллювия образуют покров в верховьях р. Ханды, в районе обращенной синклинали, а в предгорьях Байкальского хребта распространены расплывчатых очертаний предгорные депрессии, заполненные аллювием и флювиогляциальными отложениями. Здесь же, перед западным фронтальным уступом хребта, оформленным по омоложенному надвику, располагается прерывистая система обращенных синклиналей, в ядрах которых залегают девонские отложения [3, 20] и которые подняты в форме низкогорных массивов высотой до 500 м, выжатых вследствие горизонтального поперечного сжатия в виде клинообразных блоков. Примечательно, что эти обращенные морфоструктуры на юг прослеживаются примерно до 55° с.ш., так же, как и определенные свидетельства морфотектонического значения – надвиги на окраине платформы. Здесь влияние хребта на новейшую структуру окраины платформы видно достаточно определенно.

В отношении генезиса Предбайкальской зоны складок существуют различные представления: несостоявшийся рифт или первая проба рифтогенеза на окраине платформы [25], периороген или предрифтовая система вдоль западной границы Байкальского рифта [12, 13] и т.п. Это складки юрского типа, представляющие собой формы линейного коробления в чехле платформы. Они являются бескорневыми образованиями, подобными складкам Непской зоны, расположенной несколько севернее [8], но в отличие от последних слабо нарушены разрывными нарушениями. Размеры их в поперечнике обычно достигают первых километров [15, 22], мощности кайнозойских (палеоген-неогеновых) отложений составляют первые сотни метров. Предбайкальская зона складок сформировалась в раннем палеозое и дважды (в юре и в кайнозое) испытала омоложение. Бескорневой характер складок, их аналогичность таковым юрского типа свидетельствуют об их формировании и омоложении в условиях горизонтального сжатия чехла платформы, его линейного коробления в слоистые пакеты, сорванные по поверхности фундамента и горизонтам эвапаритов. Связь их омоложения с Байкальской рифтовой зоной проблематична, хотя бы потому, что, судя по возрасту осадочного накопления син-

клинальных мульд, они возникли раньше рифта и во время его активного развития, представляли собой пассивные формы. Если в Северном Прибайкалье, но в удалении от Байкальского рифта выжимание синклинальных ядер под воздействием окраины возрожденного орогена выражено в ясной форме [8, 20, 26], то южнее омоложение предбайкальских складок могло быть обусловлено и смещением чехла платформы в южных румбах, которое определило и формирование Ангаро-Ленского поднятия. Тем более, что здесь между зоной складок и Байкальским рифтом располагается полоса (зона) молодых поднятий окраины платформы – Онотская возвышенность.

Онотская зона юго-восточной окраины Иркутского амфитеатра представляет цепь крупных поднятий, разделенных поперечными линеаментами, подходящими к берегу Байкала. В большинстве это наклонные на северо-запад, в сторону платформы, блоки. Они как бы дополняют или надстраивают аналогичные по форме, но более высокие наклонные горсты западного плеча Байкальского рифта, составляющие поднятия Приморского хребта. Здесь действительно видна ясная сопряженность морфотектоники окраины платформы и западного крыла рифтовой зоны, позволяющая говорить о влиянии последней на новейшую геодинамику первой. Примечательно, что на северо-восток Онотская зона простирается лишь до раздела, разграничивающего две подзоны предбайкальских складок, и сменяется пологонаклонными предгорными ступенями. Юго-западнее долины Ангары располагается наклонное поднятие Олхинского плоскогорья, морфологически подобное Онотскому и выходящее на берег Байкала. Здесь оно полностью составляет плечо рифта и ограничено от последнего Обручевским сбросом.

На юго-западной окраине Иркутского амфитеатра предгорные морфотектонические элементы: наклонные пьедесталы, невысокие ступени и предгорные погружения – выражены в виде прерывистой полосы шириной не более 50 км.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Центральный элемент новейшей структуры Иркутского амфитеатра – Ангаро-Ленское поднятие – является бескорневым и сформировалось после заложения долин магистральных рек Ангары и Лены. Его развитие, видимо, происходило при решающей роли смещений слоистых пластин палеозойского чехла платформы по субгоризонтальным или пологонаклонным срывам с севера на юг. Жигаловский вал с его соляным ядром оказался для смещающихся слоистых пластин своеобразным контрфорсом, перед которым горизонтальные срывы преобразовались в листрические надвиги, и над обращенной антиклиналью сфор-

мировался шовный рамп. В лобовых частях надвигов происходило выжимание синклинальных ядер. В тылу одного из них располагается Ковыктинское газоконденсатное месторождение. Аналогичная геолого-морфотектоническая ситуация наблюдается и в районе Илимской секции Ангаро-Ленского поднятия на запад от пос. Жигалово, а близкие ситуации – и в южных Илгинской и Туртурской его секциях.

Смещение на юг геоблока Сибирской платформы, видимо, в значительной мере определяет не только морфотектоническую ситуацию в центральной части Иркутского амфитеатра, но и повторное складкообразование в чехле его юго-восточной окраины.

Авторы выражают признательность А.М. Мазаказову за консультации относительно геологической структуры Иркутского амфитеатра.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты № 02-05-64022, 01-05-97219.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко О.М., Кульчицкий А.А., Адаменко Р.С. Стратиграфия четвертичных отложений Предбайкальского прогиба // Геология и геофизика. 1974. № 8. С. 34–42.
2. Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 124 с.
3. Геологическая карта Иркутской области и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 500000 / Ред. В.Г. Кузнецов, П.М. Хренов. Иркутск: Иркутскгеология, 1982.
4. Геология СССР. Т. XVII. Иркутская область. Ч. 1. Геологическое описание / Ред. М.М. Одинцов. М.: ГОНТИ, 1962. 515 с.
5. Древняя структура земной коры Восточной Сибири / Отв. ред. С.М. Замараев. Новосибирск: Наука, 1975. 187 с.
6. Дубровин М.А. Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 96 с.
7. Ермолов В.В. Озерные долины-трещины Путоранского свода // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 139–142.
8. Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
9. Замараев С.М., Рязанов Г.В. Структура и история развития Предбайкальского кайнозойского предгорного прогиба // Геология и геофизика. 1975. № 5. С. 17–24.
10. Золотарев А.Г. Поверхности выравнивания южной части Средне-Сибирского плоскогорья и некоторые вопросы развития рельефа юга Восточной Сибири // Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964. С. 124–134.
11. Золотарев А.Г. Новые данные о неотектонике и ее выражении в морфоструктурах юго-восточной

- части Средне-Сибирского плоскогорья и Байкальской горной области // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 388–393.
12. *Золотарев А.Г.* Приленская переходная морфоструктурная зона и некоторые общие вопросы развития морфоструктур // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1968. С. 161–169.
  13. *Золотарев А.Г.* Периорогенные зоны территории Советского Союза // География и природные ресурсы. 1985. № 3. С. 3–14.
  14. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока // Плоскогорья и низменности Восточной Сибири / Ред. О.М. Адаменко. М.: Наука, 1971. 320 с.
  15. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья / Отв. ред. М.М. Одинцов. Новосибирск: Наука, 1976. 160 с.
  16. Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири. Масштаб 1 : 2500000 / Ред. Н.А. Флоренсов, И.П. Варламов. М.: Аэрогеология, 1981.
  17. Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири. Масштаб 1 : 1500000 / Ред. А.Г. Золотарев, П.М. Хренов. Иркутск: ВостсибНИИГГиМС, Иркутский ун-т, 1981.
  18. *Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.
  19. *Мац В.Д.* Кайнозой Байкальской впадины: Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН СССР, 1987. 42 с.
  20. *Наумов В.А.* Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы (Северо-Байкальское нагорье). Иркутск: Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1974. 143 с.
  21. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 8. Иркутский бассейн / А.Э. Конторович, Н.В. Мельников, В.Н. Воробьев и др. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1995. 59 с.
  22. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба / Ред. М.М. Одинцов. М.: Наука, 1976. 134 с.
  23. *Уфимцев Г.Ф.* Складчатые горы Евразии. Статья 2. Структурные и геодинамические черты складчатого горообразования // Геоморфология. 1999. № 1. С. 16–24.
  24. *Уфимцев Г.Ф.* Ярусный рельеф верхнего Приангарья // География и природные ресурсы. 2001. № 3. С. 88–91.
  25. *Флоренсов Н.А., Логачев Н.А.* К проблеме Байкальского рифта // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. L. 1975. № 3. С. 70–80.
  26. *Цыпуков Ю.П.* Следы позднейшей тектоники в бассейнах рек Савкиной, Домутки и Мини (Северо-Западное Прибайкалье) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Вып. 4 (XXXI). Иркутск: Иркутское геологическое управление, 1962. С. 66–72.

Рецензенты: *Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин*

## Tectonic Relief of the Irkutsk Amphitheater

G. F. Ufimtsev and V. V. Myaktova

*Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences,  
ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia*

**Abstract**—The Irkutsk amphitheater presently consists of a zone of general uplifts in the inner part and a zone of recurrent folding and block movements related to the Baikal rifting episode, in the outer. The Angara-Lena uplift, transected by the antecedent valleys of the main rivers, occupies the central portion of the amphitheater. The uplift is rootless and originated largely due to the general southward motion of the platform cover. The Zhigalovo swell with a salt core acted as an abutment for the moving stratified cover slices, and the roughly horizontal detachments in front of it transform into listric thrusts. The Kovyktinskoye gas-condensate field is located behind the front of the moving stratified thrust sheet. Analogous or similar geologic-geomorphologic situations exist in the other parts of the Angara-Lena uplift.

УДК 551.242.3(371.617)

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА И ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРА ТИХОГО ОКЕАНА

© 2003 г. Г. Е. Некрасов

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7*

Поступила в редакцию 25.11.2002 г.

На основании анализа материалов по тектонике Корякско-Камчатского и Охотоморского регионов, а также тектонических, петрологических и изотопных данных по Срединно-Камчатскому и Ганальскому массивам высказано предположение, что последние представляют собой зональные метаморфические ядра, в которых на поверхность выведены метаморфизованные комплексы домеловой зоны коллизии Охотоморского и Укэлаят–Срединно-Камчатского континентальных массивов. Возрастной диапазон тектонически совмещенных в ней пород окраинно-континентальных, океанических и островодужных структур, принадлежность заключенных в них споро-пыльцевых комплексов к Катазиатской провинции и низкие широты формирования средне-верхнеюрских и верхнемеловых кремней в опоясывающих континентальные массивы с севера складчатых структурах позволяют, с определенной долей вероятности, рассматривать эту зону коллизии как восточное продолжение сутуры Циньлинь–Даби–Хида–Хитачи–Такануки.

Сформированный в результате этой коллизии композитный Охотоморско-Камчатский континентальный массив образует совместно с континентальными массивами Центральной Азии (Северо-Китайский, Южно-Гобийский, Центрально-Монгольский, Аргуньский и др.) и массивами Северо-Американского сектора Тихоокеанского пояса (террейны Никсон Форк, Юкон-Танана и Кассиар) протяженную структуру, являющуюся на ранне-среднепалеозойском этапе развития Тихоокеанского сектора Земли структурным барьером между Палеоазиатским океаном и Прототетисом, на позднепалеозойско-раннемезозойском – барьером между Палеотетисом и Монголо-Охотским океаном, а на позднемезозойском – структурным рубежом между Мезопацификой, с одной стороны, и океанами Корякским и Ангачуам, с другой.

На рубеже мезозоя и кайнозоя в связи с формированием современной океанической литосферы Тихого океана и раскрытием Корякского океана и океана Ангачуам микроконтинентальные блоки этого структурного рубежа вместе с аккретированными к ним островодужными террейнами испытали дрейф на север и были причленены к Верхояно-Чукотскому континенту и Северо-Американскому кратону.

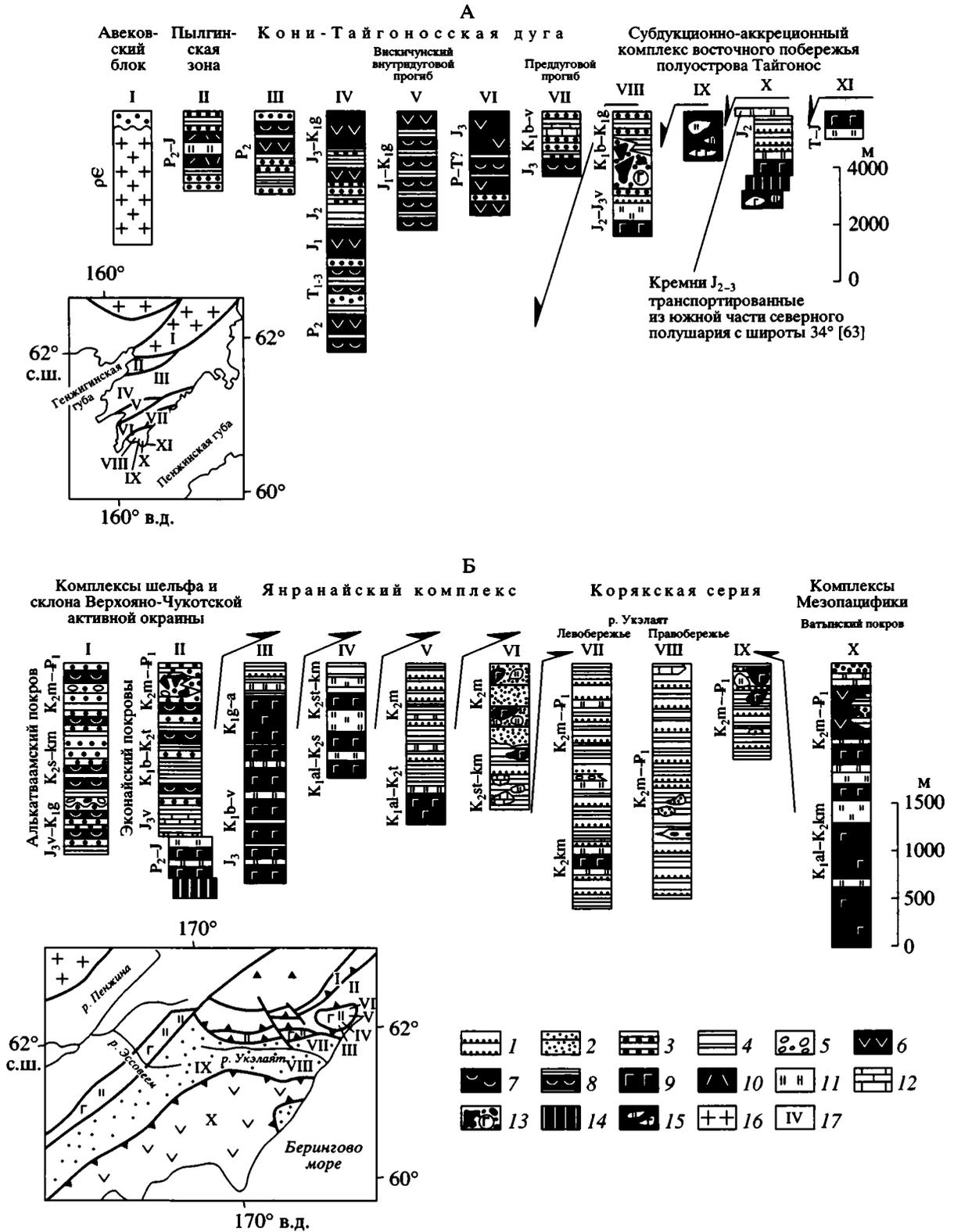
### ВВЕДЕНИЕ

Предложенные модели тектонического развития Корякско-Камчатского региона [19, 30, 38, 39, 49, 51, 52 и др.] основаны, как правило, на традиционных схемах, рассматривающих Корякско-Камчатский регион как асимметрично-зональное аккреционное сооружение, возникшее в результате мезо-кайнозойской аккреции тихоокеанских плит к Верхоянско-Чукотскому континенту. В рамках этих представлений палеозойские и мезозойские офиолиты запада Корякско-Камчатского региона интерпретируются в качестве фрагментов Палео- и Мезопацифики либо фрагментов островодужных и шельфовых структур Северо-Американской континентальной окраины, испытавших в позднем мезозое и кайнозое дрейф в составе тихоокеанских плит и сгруженных перед краем Верхояно-Чукотского континента в процессе столкновения плит с континентом [38, 39, 49, 51].

Существующие материалы, однако, показывают, что некоторые принципиально важные положения этих построений спорны и нуждаются, на наш взгляд, в существенной корректировке.

Первое из этих положений касается трактовки широко представленных в разрезах Корякско-Камчатского региона терригенных пород, классифицирующихся в разных работах как субаркозы либо кварц-полевошпатовые граувакки. Происхождение этих пород традиционно связывается с выносом кварц-полевошпатового материала со стороны Верхояно-Чукотского континента, что является одним из аргументов в пользу вывода об отсутствии в структурах Камчатки и Центральной Корякии фрагментов каких-либо других континентальных структур, а среди палеоокеанических комплексов – каких-либо других комплексов, кроме тихоокеанских.

Первые из этих субаркозов зафиксированы в разрезах восточного побережья полуострова



**Рис. 1.** Сопоставление разрезов структурно-формационных зон полуострова Тайгонос (А) и Южной Камчатки (Б).  
 1 – аркозы; 2 – полимиктовые и аркозовые песчаники, нерасчлененные; 3 – вулканомиктовые песчаники; 4 – алевролиты и глинистые сланцы; 5 – конгломераты; 6 – лавы островодужного генезиса; 7 – туфы; 8 – туфо-турбидиты; 9 – океанические базальты; 10 – кварцевые кератофиры; 11 – кремни; 12 – карбонатные породы; 13 – олистостромы; 14, 15 – габбро (14) и гипербазиты (15) меланократового фундамента; 16 – докембрийский кристаллический фундамент; 17 – номера разрезов и их место на схемах.

Тайгонос (рис. 1, А) в верхней части разреза океанического чехла триасово-юрской океанической коры, выведенной в виде тектонических чешуй перед фронтом позднепалеозойско-позднемезозойской Кони-Тайгоносской дуги [33, 55]. Материалы по структурно-фациальной зональности Кони-Тайгоносской дуги [15, 16, 33] и недавно опубликованные палеошироты формирования средне-верхнеюрских кремней из субдукционно-аккреционного комплекса [63] исключают авековское (верхоянское) [55] происхождение аркозового материала в этом разрезе и свидетельствуют, скорее, о поступлении его в юрский океанический бассейн с какой-то другой континентальной плиты, находившейся от него южнее или западнее.

Вторые субаркозы, меловые-раннеэоценовые, слагают осевую Укэлаят–Срединно-Камчатскую зону Камчатки и Южной Корякии (см. рис. 1, Б). В существующих тектонических схемах им, как и кварц-полевошпатовым породам полуострова Тайгонос, отводится роль осадков шельфа и склона Верхояно-Чукотской континентальной окраины [49, 52, 57, 58].

Анализ меловой зональности корякско-камчатских структур это опровергает и показывает, что в Южной Корякии (см. рис. 1, Б) в направлении Верхояно-Чукотского континента рассматриваемые субаркозы сменяются океаническими базальтами и кремнями янранайского комплекса, а южнее – сантон-кампанскими базальтами и кремнями эссоевской свиты [34]. Аналогичная зональность в распределении терригенных и вулканогенно-кремнистых осадков наблюдается на Камчатке [5, 52]. Это говорит о том, что субаркозы Срединной Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна р. Укэлаят не могут маркировать край Верхояно-Чукотского континента, а являются осадками шельфа и склона пассивной окраины другой континентальной структуры, отделявшейся в меловое время от Верхояно-Чукотского континента Палано-Янранайским океаническим бассейном [34]. Палеомагнитные данные, полученные для кампан-маастрихтских кремней паланского разреза [56], ограничивают положение северного края этой континентальной структуры для этого времени широтой 40°.

Вышесказанное позволяет прогнозировать присутствие в осевой части Камчатки и Центральной Корякии обширного массива континентальной коры (Укэлаят–Срединно-Камчатского), дрейф которого из южных широт и последующая коллизия с Верхояно-Чукотским континентом в конечном счете и обусловили формирование этой покровной структуры [34].

Сходная точка зрения на природу некоторых континентальных массивов северо-западной части Тихоокеанского пояса ранее была высказана в [19], с тем лишь принципиальным отличием,

что, во-первых, присутствие в структурах Камчатки и Корякского нагорья такого тектонического элемента, как Укэлаят–Срединно-Камчатский массив, аторами данной работы не предполагалось, во-вторых, помимо Охотоморского, дрейф из южных широт прогнозировался также для Охотского и Омолонского массивов, что, в принципе, невозможно. Последние являются элементами тыловых структур позднепалеозойско-позднемезозойской Кони-Тайгоносской дуги [33], в силу чего предложенный авторами сценарий дрейфа этих массивов на север мог бы быть осуществлен лишь в случае прохождения этими массивами сквозь дугу, что, конечно, нереально.

Вторым проблемным моментом опубликованных тектонических схем являются принятые в них концепции относительно геодинамической природы Срединно-Камчатского и Ганальского метаморфических массивов. Во всех схемах они классифицируются либо как фрагменты разреза Охотоморской [29, 53, 62] или Западно-Камчатской микроплит [5, 52], либо как элементы поздне-мезозойского аккреционного комплекса [6, 28, 40, 42, 45]. Структурная позиция метаморфических пород, тренды параметров метаморфизма и высказанные выше соображения о возможной континентальной природе основания Укэлаят–Срединно-Камчатской зоны позволяют предложить еще один сценарий их формирования.

Ниже нами предпринята попытка еще раз проанализировать эти вопросы на материалах по тектонике Камчатки и Корякского нагорья и, в частности, тех из них, которые непосредственно касаются Срединно-Камчатского и Ганальского массивов.

## СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Корякско-Камчатский регион входит в состав Корякско-Камчатской складчатой области. Внутри нее выделяются раннемеловая Тайгоносско-Западно-Корякская система и очень сложно построенная зона позднемеловых–кайнозойских структур, состоящая, в свою очередь, из четырех тесно связанных в развитии систем: позднемеловой–раннеэоценовой Корякско-Камчатской, эоцен-миоценовой Восточно-Камчатской, эоцен-миоценовой Западно-Камчатской и кайнозойской Охотоморской (рис. 2, 3).

Тайгоносско-Западно-Корякская раннемеловая система образована комплексами позднепалеозойско-позднемезозойской *Кони-Тайгоносской* и позднемезозойской *Мургальской* островных дуг и *аккреционными структурами* поздней юры–раннего мела, в строении которых участвуют блоки деформированного на рубеже среднего–

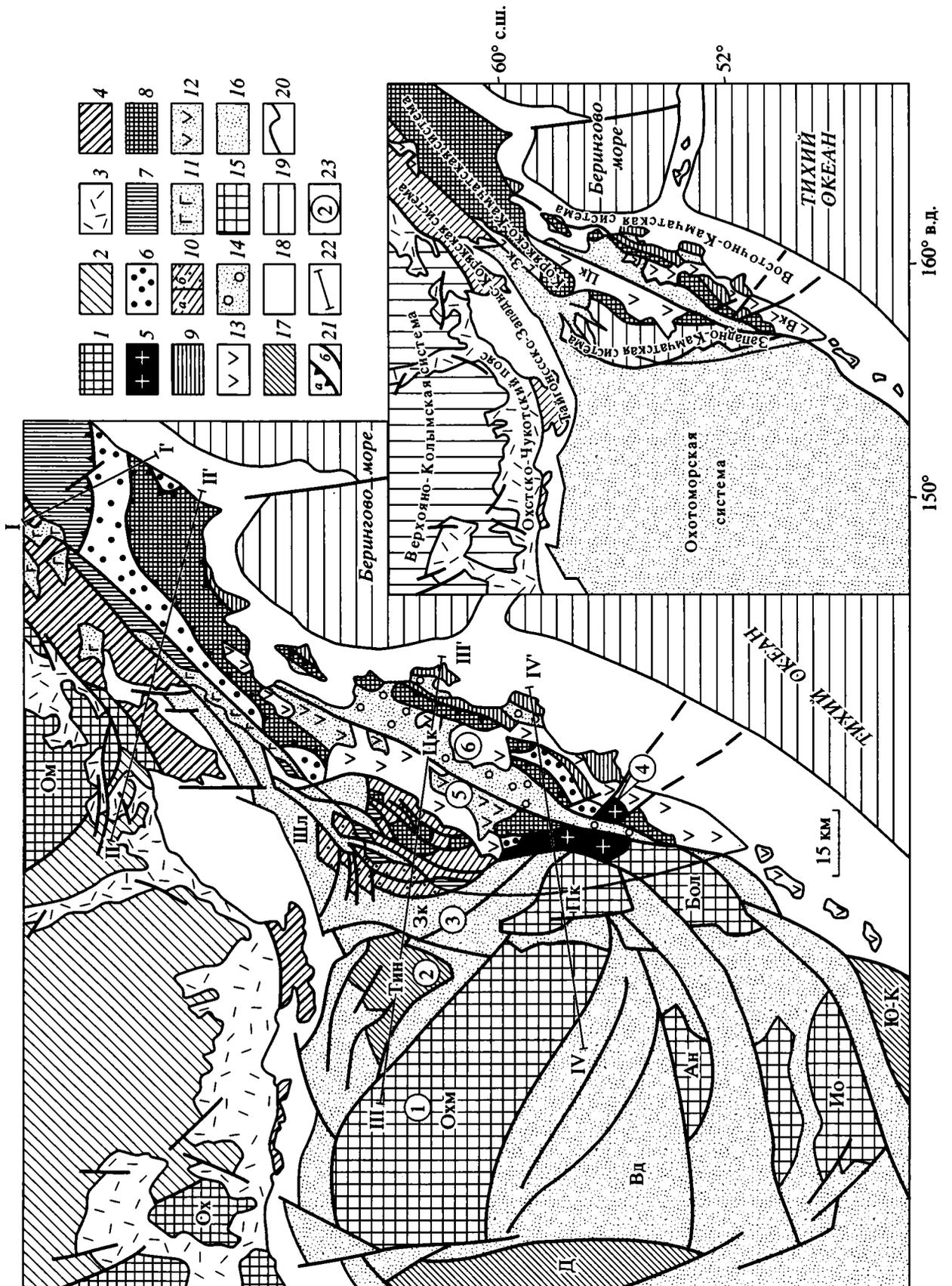


Рис. 2. Схема тектонического строения Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского пояса по [1, 11, 27, 34, 35, 46, 49, 54, 72].

1-3 – Верхояно-Колымская позднеюрско-раннемеловая система **Верхояно-Чукотской складчатой области**: 1 – Охотский (Ох) и Омолонский (Ом) докембрийские срединные массивы, 2 – Верхояно-Колымский позднеюрско-раннемеловой пояс; 3 – Охотско-Чукотский ранне-позднемеловой окраинно-континентальный вулканогенный пояс. 4-17 – **Корякско-Камчатская складчатая область**: 4 – Тайгоносско-Западно-Корякская раннемеловая система; 5-8 – Корякско-Камчатская маастрихт-раннеэоценовая система: 5, 6 – Укэляят-Срединно-Камчатская зона (автохтон): 5 – докембрийские (?) метаморфические комплексы Срединно-Камчатского и Ганальского массивов, 6 – комплекс пород субаркозовой формации мела-раннего эоцена, 7, 8 – покровные комплексы Корякского (7) и Ируней-Ватынского (8) поясов (аллохтон); 9 – Восточно-Камчатская эоцен-миоценовая система; 10 – Западно-Корякская эоцен-миоценовая система: а) – на суше, б) – в акватории Охотского моря; 11-13 – вулканические пояса эоцен-олигоценного (11), олигоцен-миоценового (12) и миоцен-четвертичного возраста (13); 14 – терригенные миоцен-четвертичные толщи Центрально-Камчатского грабена и Тюшевского прогиба; 15-17 – Охотоморская кайнозойская система: 15 – поднятия с корой континентального типа и повышенной мощностью литосферы (Охм – Охотоморское, Ан – Академии наук, Ио – Института океанологии, Пк – Прикамчатское, Бол – Большерецкое), 16 – прогибы на коре континентального типа (Шл – Шелеховский, Зк – Западно-Камчатский, Вд – Восточно-Дерюгинский и др.), 17 – глубоководные впадины с корой океанического типа (Тин – Тинро, Д – Дерюгина, Ю-К – Южно-Курильская); 18 – структуры шельфов, 19 – океаническая кора Тихого океана и Берингова моря; 20 – стратиграфические границы; 21 – надвиги (а), разломы (б); 22 – линии профилей (см. рис. 3); 23 – местоположение и номера разрезов земной коры типового ряда структур (см. рис. 4).

Буквами на врезке обозначены вулканические пояса: Зк – Западно-Камчатско-Корякский, Цк – Центрально-Камчатский, Вк – Восточно-Камчатский.

позднего палеозоя позднедокембрийско-среднепалеозойского Таловско-Майнско-Ваежского океанического плато, тектонически расслоенные комплексы позднепалеозойско-позднемезозойских океанических и островодужных структур, флише-

во-олистоострововые комплексы раннего мела и несогласно перекрывающая их угленосная моласса позднего альба-сенона [33, 35].

**Корякско-Камчатская система** объединяет позднемеловые-раннеэоценовые структуры Ко-

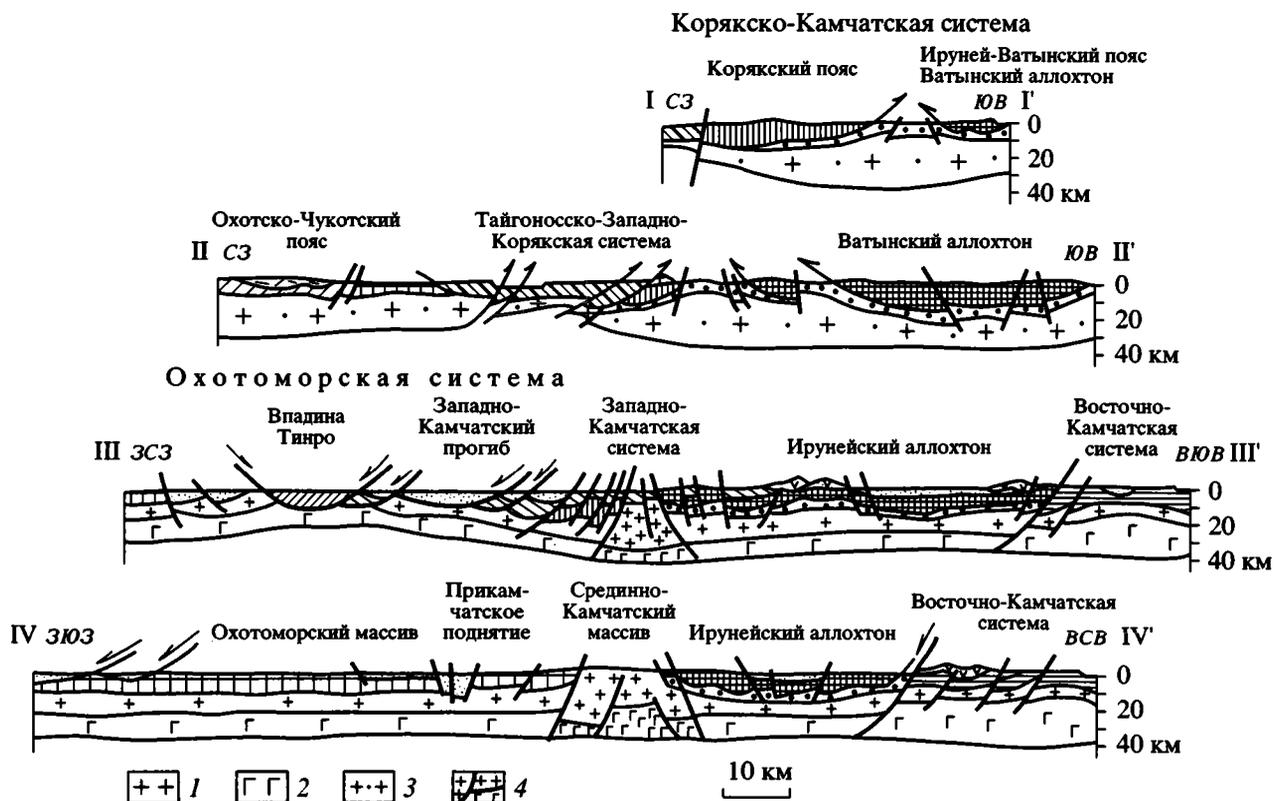


Рис. 3. Геологические разрезы к схеме тектонического строения (см. рис. 2).

1, 2 – “гранитный” (1) и “базальтовый” (2) слои земной коры по сейсмическим данным; 3 – земная кора по гравиметрическим данным; 4 – субмеридионально вытянутая зона чередования блоков земной коры с равной долей “гранитного” и “базальтового” слоев с блоками земной коры, где доля “гранитного” слоя преобладает. Остальные условные обозначения и положение линий разрезов см. на рис. 2.

рякии, Камчатского перешейка и практически всей Камчатки за исключением ее западного и восточного побережий. Внутри нее (см. рис. 2, 3) выделяются осевая Укэляйт–Срединно-Камчатская зона, играющая роль автохтона, и аллохтонные комплексы Корякского и Ируней-Ватынского поясов, шарьированные на породы осевой зоны соответственно с запада и востока [1, 34, 40, 43, 49, 51, 57, 72].

Осевая *Укэляйт-Срединно-Камчатская зона* сложена интенсивно деформированным комплексом пород субаркозой формации мела–раннего эоцена, тектонически облекающим в южной части Срединного хребта два куполовидных выступа метаморфических пород, получивших название Срединно-Камчатского и Ганальского массивов.

Оновная роль в разрезе *субаркозойной формации мела–раннего эоцена* принадлежит кварц-полевошпатовым песчаникам и закономерно, местами ритмично, переслаивающимся с ними алевролитам и аргиллитам [12, 58]. Эти осадки классифицируются на Камчатке и Камчатском перешейке (хозгонская свита, кихчикская и лесновская серии) в качестве отложений шельфа и континентального склона [5, 12, 52, 58], а в бассейне р. Укэляйт (корякская серия) – преимущественно в качестве осадков континентального склона и подножья [49]. Существенно кварц-полевошпатовый состав обломочного материала, практически полное отсутствие среди него тефрогенной примеси и преобладание в тяжелой фракции минералов группы циркона свидетельствуют, по мнению некоторых исследователей, что источником этого материала служил крупный блок сиалической коры, который находился на западе [12]. В более поздних работах источником его рассматривается окраина Азии, представлявшая собой в кампане–палеоцене пассивную окраину и поставлявшая в обрамляющий ее с юга бассейн материал эродированной магматической дуги и ее метаморфического основания [58].

Повсеместно, преимущественно на кампанском уровне, в них отмечаются линзы и маломощные прослои высокотитанистых базальтов, яшм и кремнисто-глинистых пород [59], образование которых связывается с внутренними депрессиями [49] либо зонами рифтогенеза [40].

Тектоническая природа *метаморфических пород Срединного и Ганальского хребтов* вплоть до настоящего момента остается неясной. Эта проблема требует отдельного рассмотрения, что будет сделано ниже.

*Корякский аллохтон* (см. рис. 2, 3) в месте тектонического перекрытия им терригенных комплексов Укэляйт–Срединно-Камчатской зоны (левобережье р. Укэляйт) представлен покровами Эконайской и Евраваам-Пикасьваямской зон.

Нижнюю часть их разреза образует пакет пластин яранайского комплекса. Основание его сложено олистостромой маастрихта, остальная часть – пластинами подушечных базальтов, кремней, кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов поздней юры-кампана [43, 49]. Вышележащая часть Евраваам-Пикасьваямских и Эконайских покровов сложена фрагментами позднепалеозойско-раннемезозойских океанических и островодужных структур (Эконайские покровы), тектонически перемежающимися с позднемезозойскими мелководными туфо-терригенными осадками (Накыйпилякский покров), сформированными на шельфе и склоне позднемезозойской Верхоянской активной окраины [49].

На Камчатке и Камчатском перешейке Эвраваам-Пикасьваям-Эконайский пояс покровов срезан левосторонним сдвигом (см. рис. 2, 3). Вдоль него в бассейне р. Эссоеем и в устье р. Паланы [22, 25] располагается серия выходов позднемезозойских вулканитов, кремней и терригенных пород, стратификация и состав которых позволяют, на наш взгляд, рассматривать их в качестве аналога яранайского комплекса. Южнее на м. Омгон в аналогичной структурной позиции находятся океанические базальты и радиолариты средней юры-валанжина, тектонически перемежающиеся с турбидитами валанжина–апта и угленосной молассой позднего сена [50, 56]. Структурная принадлежность этих досреднеэоценовых образований неясна. В ряде публикаций они объединяются с меловыми вулканитами устья р. Паланы в Омгоно-Паланскую систему, которая интерпретируется либо в качестве аккреционного элемента Охотско-Чукотской окраинно-континентальной вулканической дуги [50, 56], либо как коллизионный шов между Охотоморской и Западно-Камчатской микроплитами [5, 52].

Принимая во внимание определенное сходство досреднеэоценовых толщ разреза мыса Омгон с майницкими и алганскими разрезами Корякского пояса, а разреза р. Паланы – с разрезом яранайского комплекса, можно предполагать, что все эти выходы юрско-меловых пород относятся, скорее всего, к Корякскому поясу.

*Ируней-Ватынский аллохтон* (см. рис. 2, 3) сложен в нижней части разреза меловыми-палеоэоценовыми кремнями, вулканитами и вулканогенно-осадочными породами Ируней-Ватынского окраинного бассейна и Ачайваам-Валагинской островной дуги, в верхней – меланжем с блоками ультрабазит-габбрового фундамента и базальтово-кремнистого чехла альб-сеноманского океанического бассейна [1, 57, 72]. Этот аллохтонный комплекс представляет собой бескорневой покров. Северо-западный край его полого лежит на субаркозах мела–раннего эоцена, юго-восточный – круто надвинут на сложно деформированный ком-

плекс субаркозов вахвинской толщи, надвинутой, в свою очередь, на океанические серии мелового-палеоценового ветловского комплекса [1, 72].

**Восточно-Камчатская эоцен-миоценовая система** (см. рис. 2, 3) представлена *субдукционно-аккреционными структурами Восточных хребтов и полуостровов*, сложенными последовательно аккрецированными в интервале эоцена-миоцена меловыми-палеоценовыми комплексами Ветловского океанического бассейна и Кроноцкой островной дуги [1, 52, 72]. С этими структурами генетически связаны *эоцен-олигоценные и олигоцен-миоценовые вулканы Западно-Камчатско-Корякского и Центрально-Камчатского вулканических поясов* [72], играющие в структурах Корякско-Камчатской системы роль неоавтохтона.

**Западно-Камчатская система** (см. рис. 2, 3) охватывает эоцен-четвертичные структуры западного побережья Камчатки. В строении их участвуют интенсивно дислоцированные терригенные породы среднего эоцена-миоцена и несогласно перекрывающие их терригенные породы плиоцен-четвертичного периода. По стратиграфическому объему эти образования сопоставимы с эоцен-четвертичными разрезами Западно-Камчатско-Корякского и Центрально-Камчатского вулканических поясов (неоавтохтон Корякско-Камчатской системы), но отличаются от последних интенсивностью складчатых деформаций и отсутствием вулкаников [37]. Восточный борт этих структур наложен на покровные структуры Корякско-Камчатской системы, западный – сопряжен с Западно-Корякским прогибом Охотоморской системы.

Основными структурами **Охотоморской системы** (см. рис. 2, 3) являются поднятия и прогибы [11, 21, 27, 46, 52, 54]. Последние подразделяются на глубоководные впадины – центры кайнозойского рифтогенеза и опоясывающие их относительно менее глубокие грабенообразные структуры, возникшие вследствие проградации процессов рифтогенеза в направлении поднятий [27, 52, 54]. Сейсмическими и сейсмоакустическими методами в разрезе их выделяются акустический фундамент (консолидированная кора) и осадочный чехол.

Сведения о возрасте, составе и структурной принадлежности пород акустического фундамента достаточно ограничены. По результатам бурения в Ичинско-Колпаковском районе Западной Камчатки породами, соответствующими акустическому фундаменту, являются интенсивно деформированные песчаники, алевролиты, аргиллиты и конгломераты верхнего мела [3]. На наш взгляд, они достаточно уверенно могут быть параллелизованы с терригенными породами западного обрамления Срединно-Камчатского массива (кихчикская серия). В остальной части акватории

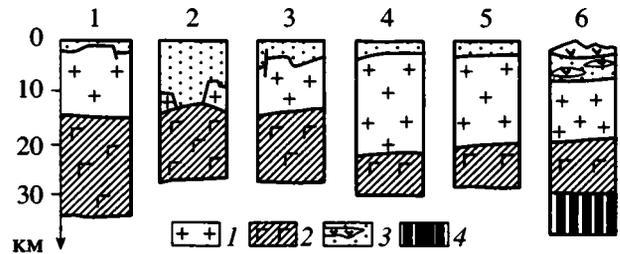


Рис. 4. Разрезы земной коры типового ряда структур Срединной Камчатки и Охотоморского региона по данным ГСЗ [14, 52]. Местоположение разрезов см. на рис. 2.

1 – “гранитный” слой; 2 – “базальтовый” слой; 3 – вулканогенно-осадочный чехол; 4 – зона перехода мантия–кора.

сведения о породах акустического фундамента опираются только на результаты драгирования. Со склонов поднятий в местах выхода на поверхность акустического фундамента были подняты остроугольные глыбы и щебень алевролитов и аркозовых песчаников, как правило, плохо сортированных и с низкой степенью окатанности обломочного материала (свидетельство близости источника сноса), а также фрагменты других пород, наибольшим распространением среди которых пользуются вулканы бимодальной липарит-базальтовой серии, гранат-слюдяные гнейсы, амфиболиты, биотит-кордиеритовые роговики и гранитоиды натрового ряда. Возраст осадочных пород ранне-поздне-мезозойский, возраст гранитоидов мел-палеогеновый. Время формирования метаморфических пород оценивается на основании сходства их с обломками метаморфит в ранне-поздне-мезозойских осадках, а также данных абсолютного возраста как позднепалеозойско-ранне-мезозойский [11, 21].

Осадочный чехол Охотоморских структур варьирует по мощности от первых сотен метров на поднятиях до 3–12 км в прогибах [3, 27]. Он подразделяется на четыре сейсмостратиграфических комплекса: нижнепалеоцен-эоценовый, олигоцен-миоценовый, средне-верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный [3]. Первый из них представлен вулканогенно-осадочными и грубыми моласовыми отложениями. Комплекс выполняет грабенообразные структуры в прогибах и на поднятиях выклинивается. Следующие три имеют более широкое развитие и распространяются на поднятия и прилегающие участки суши. Данные бурения в Ичинско-Колпаковском районе Западной Камчатки и наземными геологическими исследованиями показано, что сейсмоакустические горизонты в смежных районах акватории Охотского моря хорошо коррелируются со стратиграфическими подразделениями кайнозоя Западной Камчатки [3, 37], отличаясь лишь мень-

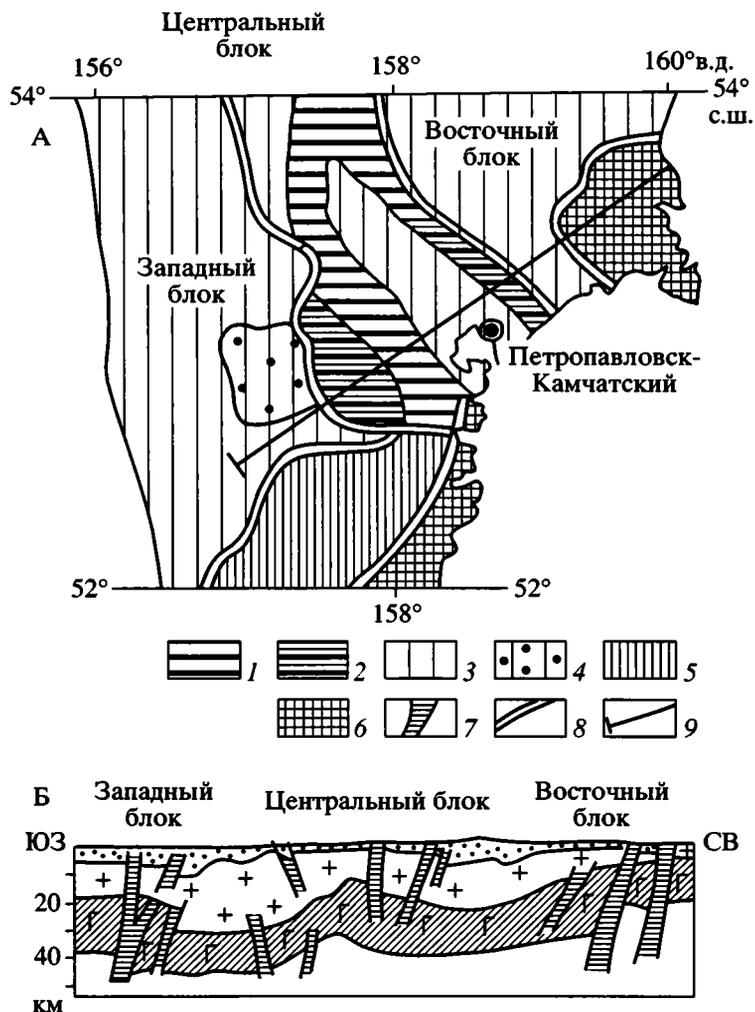


Рис. 5. Схема строения (А) и разрез (Б) земной коры Южной Камчатки по [31].

1, 2 – земная кора континентального типа с преобладанием в разрезе верхней коры: 1 – мощностью 30–35 км, 2 – мощностью 40–50 км; 3–5 – земная кора континентального типа с равным развитием в разрезе верхней и нижней коры: 3 – мощностью 40–50 км, 4 – мощностью 50–60 км; 5 – мощностью 30–35 км; 6 – земная кора субконтинентального типа мощностью 20–25 км; 7 – разломы; 8 – границы блоков земной коры первого порядка; 9 – линия профиля. Остальные обозначения см. на рис. 4.

шей степенью дислоцированности. Это свидетельствует о сопряженности деформационных процессов в Западно-Камчатском регионе с процессами рифтогенеза в Охотоморском [27, 54].

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО И ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНОВ

Глубинным сейсмическим зондированием в пределах поднятий Охотоморского региона, а также Западной и Центральной Камчатки установлены повышенная мощность литосферы и континентальный тип разреза земной коры с хорошо выраженным “гранито-гнейсовым” слоем, мощность которого в пределах поднятий Охотоморского региона колеблется в пределах 12–14 км

[46, 52, 54] (рис. 4, колонка 1), а на Камчатке – 14–23 км [2, 14] (см. рис. 4, колонки 4–6). В прогибах Охотоморского региона [46, 52, 54] этот слой редуцирован, а в глубоководных впадинах – вообще отсутствует (см. рис. 4, колонки 2, 3).

Камчатский ареал континентальной коры включает, по данным ГСЗ, четыре типа коровых разрезов [14]. Первые два типа характерны для Срединно-Камчатского и Ганальского массивов и Козыревской депрессии (Центральная Камчатка) и отвечают коровым участкам, расположенным вне ареалов вулканизма (см. рис. 4, колонки 4, 5). Два других типа – разрезы коры Ключевской и Авачинской группы вулканов (см. рис. 4, колонка 6). Первые два типа отличаются многократным превышением мощности “гранитного” слоя

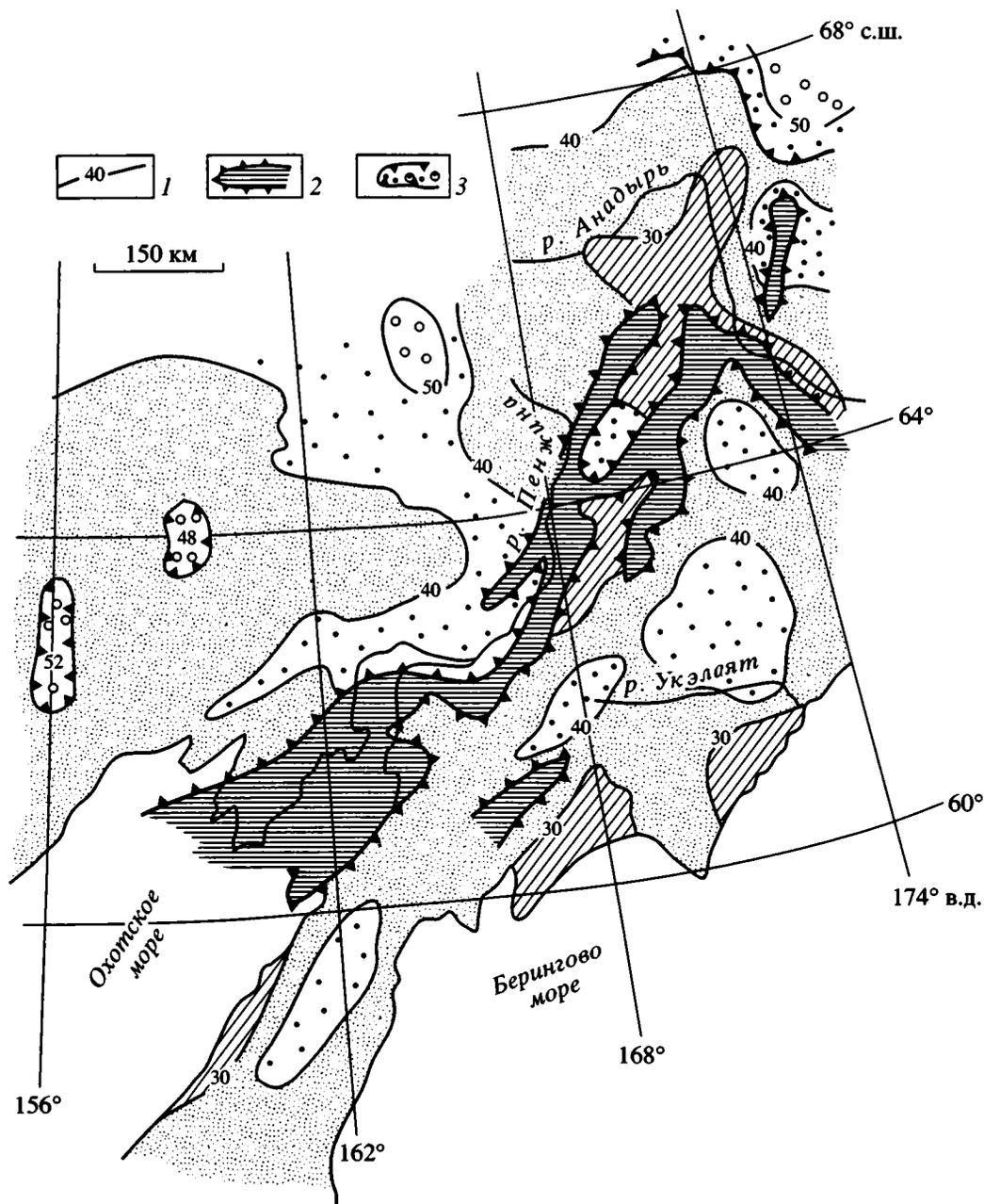


Рис. 6. Мощность земной коры Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского пояса по гравиметрическим данным по [7] с дополнениями по [52].

1 – изолинии поверхности М в км; 2, 3 – участки скачкообразного подъема (2) и опускания (3) поверхности М.

над “базальтовым” и сравнительно небольшим интервалом зоны перехода от мантии к коре (порядка 2 км), близким по сейсмическим свойствам разделу мантия–кора регионов с мощной консолидированной корой (Урал, Украина, Приморье). В коре Ключевской и Авачинской групп вулканов наблюдается некоторое увеличение (до 10–12 км) мощности “базальтового” слоя за счет “гранитного” (особенно в коре Авачинской группы), значительное увеличение мощности зоны раздела ман-

тия–кора (до 8–10 км) и усложнение ее строения. Сравнение скоростных параметров сейсмических слоев с плотностными и скоростными характеристиками, экспериментально установленными для глубинных ксенолитов из вулканических пород и метаморфических пород Срединно-Камчатского и Ганальского массивов, показывает, что кора первых двух типов соответствует, в целом, разрезам этих массивов. Отсутствие в этой коре постепенных изменений мощности и внутренней струк-

туры в направлении к океану показывает, что она является реликтом повсеместно развитой на Камчатке континентальной коры 30-километровой мощности, претерпевшей в отдельных зонах (см. рис. 4, колонки 5, 6) изменение в процессе меловых и кайнозойских тектонических движений и вулканической деятельности [14].

Проведенные в последние годы на Южной Камчатке комплексные геофизические исследования (сейсморазведка, МОВЗ, гравиметрия и др.) [31] показали, что собственно континентальная кора этого региона состоит из трех блоков: Центрального, Западного и Восточного (рис. 5). Контуры Центрального блока приблизительно соответствуют западной и восточной границам выхода метаморфических пород Срединного и Ганальского хребтов. Для него характерно чередование участков коры с преобладанием в ней верхней коры и значительными колебаниями общей мощности (28–50 км) и участков с равным развитием нижней и верхней коры и незначительными колебаниями мощности (35–50 км). Простирание коровых участков согласуется с удлинением Центрального блока в целом. Западный блок по сейсмическим и сейсмоакустическим данным [18, 52, 54] отвечает восточной части Прикамчатского и Большерецкого поднятий (см. рис. 2), изначально составлявших, вероятно, с Охотоморским единое целое. Для этого блока характерны повышенные значения общей мощности коры (40–55 км), незначительные колебания мощности и равные доли нижней и верхней коры. При этом наибольшие мощности коры зафиксированы вдоль границы с Центральным блоком (см. рис. 5). Восточный блок имеет те же характеристики, что и Западный, и, вероятно, относится к коровому субстрату остальной части Укэляйт–Срединно-Камчатской зоны.

Установленный в перечисленных районах Камчатки континентальный тип коры прослеживается гравиметрическими методами (рис. 6) через Камчатский перешеек в бассейн р. Укэляйт и далее еще на некоторое расстояние к северу под Эконайскими покровами Корякского пояса [7, 52]. Присутствие в позднекайнозойских вулканиках Камчатского перешейка ксенолитов двупироксен-кварц-полевошпатовых гранулитов, анатектических биотит-калиевошпатовых гранитов и шпинелевых лерцолитов [4] служит этому подтверждением и свидетельствует, что распространенный в этих районах коровый субстрат принципиально близок коровому субстрату остальных районов Срединной Камчатки.

Обширный Укэляйт–Срединно-Камчатский массив континентальной коры отделен от близкого по мощности и плотностным характеристикам Верхояно-Чукотского массива зоной валообразного поднятия поверхности Мохо (см. рис. 6), коровая часть в которой практически лишена

“гранитного” слоя [7, 61]. В восточной части полуострова Тайгонос и Западной Корьяки это валообразное поднятие поверхности Мохо маркирует корневые зоны офиолитов Тайгоносско-Западно-Корьякского и Корьякского поясов с общим возрастным диапазоном офиолитов от позднего докембрия до позднего мела включительно [35, 36]. В Охотоморском регионе эта зона пространственно совпадает с системой Северо-Охотских рифтогенных прогибов (Шелеховским, Примагаданским, Кухтуйским и др.), кора которых характеризуется повышенной плотностью, преобладанием “базальтового” слоя над “гранитным”, на основании чего отнесена к мафическому типу [46].

Вместе с приведенными во введении материалами по тектонической зональности Южной Корьяки и полуострова Тайгонос это показывает, что кора Срединной Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна р. Укэляйт принадлежит Укэляйт–Срединно-Камчатскому континентальному массиву, отделяющемуся на протяжении всего фанерозоя от Сибирского кратона и континентальных массивов Верхояно-Чукотской области бассейнами с корой океанического типа [34, 35, 36]. Аналогичное заключение, вероятно, можно сделать и о коре Охотоморского блока.

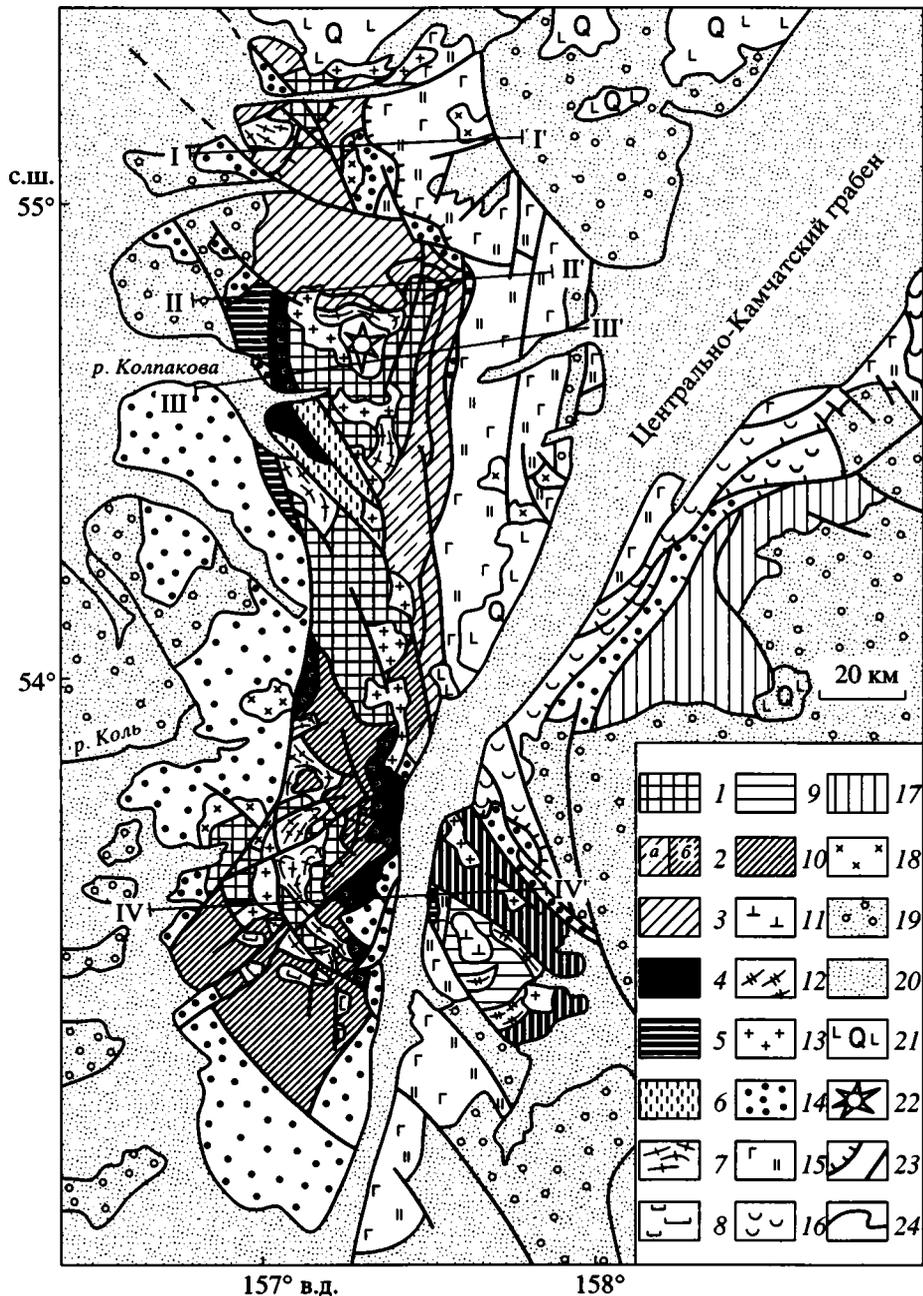
#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ СРЕДИННО-КАМЧАТСКОГО И ГАНАЛЬСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МАССИВОВ

Вопросы строения, возраста и формационной принадлежности метаморфических пород Срединно-Камчатского и Ганальского массивов вплоть до последнего времени остаются дискуссионными.

**Срединно-Камчатский выступ** метаморфических пород представляет собой овальное куполообразное тело с концентрически-зональным распределением обнажающихся внутри него комплексов метаморфизованных пород, вытянутое в субмеридиональном направлении на расстояние около 200 км (рис. 7).

Согласно одной из наиболее ранних схем [29], отраженной в легендах большинства изданных геологических карт, в том числе в недавно изданной карте полезных ископаемых [9], в разрезе его выделяется четыре метаморфических комплекса: колпаковский, камчатский, малкинский и квахонский.

Более поздние исследования [53, 62 и др.] показали, что камчатская серия включает два метаморфических комплекса. Верхний из них является нижним элементом разреза малкинской серии, а нижний принадлежит породам колпаковской серии, претерпевшим ретроградные изменения в



**Рис. 7.** Схема строения метаморфических массивов Срединного и Ганальского хребтов по [9] с изменениями по [53].  
 1–8 – Срединно-Камчатский массив: 1 – гнейсы, кристаллические сланцы и кальцифилы колпаковской серии; 2, 4 – метаспороды малкинской серии: 2 – метааркозы и метапелиты: а – шихтинской свиты северо-восточной части массива, б – шихтинской и хейванской свит южной части массива, 3 – метавулканыты и метатерригенные породы андриановской, хейванской и химкинкой свит северо-восточной части массива, 4 – метапикриты, метабазалты и метатерригенно-кремнистые породы аливаторской свиты; 5 – метавулканыты и метавулканогенно-осадочные породы квахонской свиты; 6 – метатерригенные породы стопольникской свиты; 7, 8 – позднемезозойские синметаморфические граниты крутогорского и кольского комплексов (7) и расслоенные кортландит-норит-диоритовые интрузии дукукского комплекса (8). 9–12 – Ганальский массив: 9 – амфиболиты, гнейсы и мраморы ганальской серии; 10 – метавулканыты и кремни стальной серии; 11 – габброиды и ультрабазиты Юрчикского массива; 12 – синметаморфические граниты; 13 – постметаморфические граниты Срединно-Камчатского и Ганальского массивов; 14 – субаркозвая формация мела-раннего эоцена; 15–16 – ирунейская и валагинская серии: 15 – вулканыты и кремни, 16 – туфо-кремнистые породы, 17 – ветловский комплекс; 18 – кайнозойские габбро-гранодиоритовые интрузии; 19 – вулканыты и терригенные породы эоцена-миоцена, 20, 21 – терригенные (20) и вулканогенные (21) породы плиоцен-четвертичного возраста, 22 – вулкан Хангар, 23 – надвиги (а), разломы (б); 24 – стратиграфические границы. Римскими цифрами показаны номера и местоположение профилей рис. 8.

процессе метаморфизма пород малкинской серии. Исходя из этого, было предложено выделять три структурных комплекса: колпаковский, малкинский и квахонский [53, 62 и др.].

Нижний, *колпаковский*, обнажающийся в центральной части массива, объединяет мигматизированные гнейсы, амфиболиты, основные кристаллические сланцы и кальцифиры колпаковской серии и прорывающие их граниты Крутогоровского массива. Метаморфические парагенезисы этой серии указывают, что она испытала преобразование как минимум дважды [53, 62]. Более ранний метаморфизм ее принадлежит кианит-силлиманитовому типу с температурным интервалом формирования минеральных парагенезисов от кианит-биотит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации до гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации. По мнению многих исследователей, этот комплекс сопоставим с глубоко метаморфизованными комплексами фундамента щитов древних платформ и срединных массивов [29, 53, 62 и др.]. Более поздний метаморфизм выразился в рассланцевании и перекристаллизации метаморфических пород и прорывающих их крутогоровских гранитов в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фации.

Вышележащий комплекс, *малкинский*, залегает на гнейсах колпаковской серии и рвущих ее гранитоидах субгоризонтально. Комплекс преобразован в условиях зонального метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, сходного по своим термодинамическим параметрам с параметрами позднего метаморфизма колпаковской серии и прорывающих ее гранитов. Внутри него выделяется несколько согласно залегающих свит, составляющих единую серию метаморфических пород, получившую название малкинской. Нижняя свита этой серии, шихтинская [53, 62], сложена метапелитами и метааркозами. На основании присутствия в ее подошве базальных метаконгломератов с включениями рассланцованных метаморфических пород колпаковской серии и гранитов Крутогоровского массива контакт свиты с подстилающими метаморфическими породами и гранитами рассматривается как трансгрессивный. Вышележащая часть серии представлена метавулканидами и метавулканогенно-осадочными породами андриановской и химкинской свит и разделяющими их метапелитами и метааркозами хейванской свиты. Самый верхний стратиграфический элемент этой серии – метапикриты алисторской свиты – рассматривается как фациальный аналог химкинской [53]. На основании сборов в метатерригенных породах хейванской и химкинской свит споро-пыльцевых комплексов среднего-позднего палеозоя [47] возраст малкинской серии принят средне-позднепалеозойским [53].

Авторами этой схемы терригенные породы шихтинской и хейванской свит отнесены к терригенным формациям плитного ряда, а основные и ультраосновные породы андриановской и алисторской свит – к трапповой формации.

Третий структурный комплекс, *квахонский*, формирует пологий тектонический покров, шарьированный с запада на более сложно деформированные и более глубоко метаморфизованные породы малкинской серии [53]. В подошве покрова отмечается присутствие маломощных линз полимиктового и мономиктового серпентинитового меланжа (судя по анализам, приведенным в работе [53], пикритового состава), сопровождающегося в подстилающих его гнейсах и амфиболитах малкинской серии зоной бластомилонитов. Остальная часть разреза покрова, выделяемая в квахонскую свиту, сложена метапорфиритами, метапорфирами и метаосадками, метаморфизованными в кроссит-актинолитовой субфации глаукофан-зеленосланцевой фации. На основании проблематичной фауны, найденной в самой свите и ранне-позднемеловой фауны и флоры, собранной в вышележащих терригенных породах, возраст свиты считается условно позднеюрско-раннемеловым [53].

*Интрузивные образования* подразделяются в [53] на пять комплексов: крутогоровский гранитный, дукукский кортландит-норит-диоритовый, кольский тоналитовый, левоандриановский дунит-клинопироксенит-габбро-монцонитовый и гольцовский диорит-гранодиоритовый.

Как уже отмечалось, возраст гранитоидов крутогоровского комплекса принимается домалкинским. Возраст кортландит-норит-диоритового дукукского комплекса и тоналитов кольского – позднепалеозойско-раннемезозойским.

В более поздних работах структура Срединно-Камчатского массива трактуется как покровная [6, 42, 45].

В работе [42] в ней выделяется относительный автохтон, к которому относятся гнейсы колпаковской серии, крутогоровские граниты и трансгрессивно перекрывающие их метатерригенные породы шихтинской свиты. Оставшаяся часть малкинской серии (андриановская, хейванская и химкинская свиты) рассматривается как офиолитовый аллохтон. Считается, что он состоит как минимум из двух покровных пластин. Нижним элементом разреза каждой из них являются линзобразные тела метаморфизованного меланжа, сложенного серпентин-тремолитовой матрицей с включениями метагипербазитов, габбро-амфиболитов, амфиболитизированных пироксенитов, горнблендитов и гранитов крутогоровского типа. Этот элемент разреза пластин трактуется как метафилитовое меланократовое основание. Вышележащая часть пластин сложена остроудуж-

ными метавулканидами андриановской и химкинской свит и дистальными метатерригенными породами хейванской свиты.

По [6], автохтонным элементом покровной структуры метаморфического массива являются только породы колпаковской серии. Вышележащая единица, соответствующая по объему малкинской серии и квахонской свите, трактуется как офиолитовый покров, в котором тектонически совмещены три разреза, каждый из которых формировался в пелагической обстановке на меланократовом ультрабазит-габбровом основании. Первый сложен алисторской перидотит-габбро-пикрит-базальтовой офиолитовой ассоциацией. В одних разрезах он согласно надстраивается юрско-нижнемеловыми породами стопольникской свиты, в других – несогласно перекрывается породами квахонской свиты. На этом основании возраст алисторской свиты принимается триасовым. Два других разреза сложены средне-верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими метатерригенными породами шихтинской и хейванской свит (возраст расширен на основании сборов споро-пыльцевых комплексов пермско-триасового возраста) и согласно надстраивающими их соответственно метавулканидами андриановской и химкинской свит. Присутствие в пелагических разрезах метаморфизованного кварц-полевошпатового материала (шихтинская и хейванская свиты) объясняется близостью источника сноса сиалического материала или эффектом контурных течений.

Дискуссионен также характер соотношений метаморфических пород с полого лежащим на них комплексом субаркозов мела-палеоцена (хозгонская свита и кихчикская серия). Согласно последним публикациям, контакт между ними тектонический [17, 20, 42]. На этом основании многие исследователи рассматривают комплекс терригенных пород как аллохтонный, объясняя присутствие в нем аркозов формированием их на шельфе и континентальном склоне Верхояно-Чукотской континентальной окраины, никак не связывая их происхождение с массивами метаморфических пород Срединного и Ганальского хребтов [17, 49]. В то же время в северо-восточном обрамлении массива ниже тектонической поверхности, ограничивающей снизу разрез хозгонской свиты, установлена толща континентальных обломочных пород, лежащая с угловым и метаморфическим несогласием на метаморфических породах малкинской серии (барабская свита) [17, 20]. Нижняя часть разреза этой толщи представлена вулканомиктовыми конгломератами с прослоями туфов среднего и кислого состава, вышележащая – полимиктовыми конгломератами, песчаниками и алевритами, кварц-полевошпатовый состав обломочного материала внутри которых принципиально близок составу обломочного материала хоз-

гонской свиты. Возраст толщи, по всей вероятности, позднесенонский. На основании этих данных верхняя часть барабской свиты рассматривается в качестве фациального аналога хозгонской, более тонкий осадочный материал которой указывает на формирование ее на большем удалении от источника сноса [17]. Эти данные наряду с материалами о поперечной тектонической и палеофациальной зональности Корякско-Камчатских структур [34] не позволяют говорить о сугубо аллохтонной природе меловых-палеоценовых терригенных толщ и свидетельствуют, скорее, что это предсреднеэоценовый неоавтохтон, сорванный со своего основания в связи с формированием Корякских и Ируней-Ватынского покровов.

Rb-Sr изохронным методом возраст плагиогнейсов колпаковской серии, диафорированных в условиях метаморфизма малкинского типа, определен в  $141 \pm 4$  млн. лет, их первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в  $0.70520 \pm 5$ . Возраст кольских тоналитов и обрамляющих их плагиогнейсов и гранат-ставролит-биотитовых сланцев – в  $66 \pm 3$  млн. лет, а их первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в  $0.70556 \pm 5$  [8].

Sm-Nd методом [23] по валовым пробам кристаллических сланцев из маломощного прослоя в гнейсах колпаковской серии получен тренд, соответствующий возрасту протолита сланцев в  $951 \pm 43$  млн. лет ( $\text{СКВО} = 1.08$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +4.5$ ). Возраст протолита вмещающих гнейсов, рассчитанный в рамках одностадийной и двустадийной моделей, определен в 1.0–1.2 и 0.84–1.2 млрд. лет,  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -3.2$ . Изохронные возрасты протолита основных и ультраосновных пород андриановской и алисторской свит оказались близкими возрасту аналогичных пород из пластовых тел внутри колпаковской серии и составили интервал в 479–515 млн. лет с колебаниями величены  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  в диапазоне  $-0.9$ – $+6.7$ , что объясняется авторами этих исследований различной степенью контаминации магматическими расплавами корового материала [23].

В самое последнее время опубликованы крайне интересные результаты U-Pb датирования единичных цирконов из гнейсов колпаковской серии на ионном микроанализаторе (SRIMP) [65]. В процессе этих исследований были проанализированы ядра и каймы изометричных цирконов со слабо выраженной зональностью и ядра и каймы идиоморфных цирконов с тонкой ярко выраженной зональностью. Для ядер цирконов статистически установлены возрасты в интервалах 2800–2500, 2100–1700, 1000, 460–175 и 150–96 млн. лет. Считается, что все ядра детритового происхождения. Возраст кайм идиоморфных цирконов с ярко выраженной зональностью определен в  $77 \pm 2$  млн. лет. На основании этих данных делается вывод об осадочной природе протолита колпаковской серии, кратонной или перикратонной природе его

источника и о его раннемеловом возрасте. Возраст гранулитового метаморфизма датируется по тонкозональным каймам цирконов идиоморфного габитуса значением  $77 \pm 2$  млн. лет. Низкие стронциевые отношения в метаморфических породах и прорывающих их гранитах [8] маркируют, по мнению авторов этой работы, вулканогенно-осадочный материал позднелюрско-раннемеловой активной окраины. Стронциевые метки материала древнего кратонного источника не сохранились в силу его неоднократного переотложения.

При всей убедительности собственно аналитических данных выводы авторов относительно кампан-маастрихтского возраста гранулитового метаморфизма колпаковской серии и раннемелового возраста ее осадочного протолита, на наш взгляд, не бесспорны. Эти выводы, во-первых, основаны на датировках кайм и ядер зональных идиоморфных цирконов (см. фиг. 4 в [65]), морфологические особенности которых свидетельствуют об их магматогенной природе, в силу чего возрастным репером гранулитового метаморфизма быть не могут. Во-вторых, обломки гнейсов колпаковской серии присутствуют в перекрывающих ее со структурным и метаморфическим несогласием доверхнемезозойских породах малкинской серии, которые, в свою очередь, перекрываются неметаморфизованными терригенными толщами мела-палеоцена (кихчикская серия и хозгонская свита), также содержащими обломки метаморфических пород. В третьих, имеется очевидное несоответствие между принятым авторами значением возраста гранулитового метаморфизма и возрастной меткой метаморфизма пород колпаковской серии в  $141 \pm 4$  млн. лет, установленной Rb-Sr методом [8, 65]. Последняя, кстати, получена по ставролит-гранатовым парагенезисам малкинского типа, наложенным на парагенезисы гранулитового метаморфизма колпаковской серии, из чего следует, что возраст гранулитового метаморфизма будет еще древнее. Все вышесказанное позволяет предположить, что возраст гранулитового метаморфизма колпаковской серии будет как минимум допозднелюрским, а возраст осадочного протолита серии, скорее всего, раннемезозойским или позднелюрско-раннемезозойским.

**Ганальский выступ** метаморфических пород представляет собой изометричную куполовидную структуру, разбитую серией субширотных разломов на два блока: южный, Вахталкинский, и северный, Стеновой (см. рис. 7).

Принципиальная схема строения перечисленных блоков и выступа в целом была получена Д.А. Бабушкиным, Б.К. Долматовым, Г.И. Новоселовым, И.А. Сидорчуком и другими исследова-

телями в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50000.

Так же, как и в Срединном хребте, возраст метаморфических пород и геодинамика их формирования вплоть до настоящего момента остаются неясными. По [10] и ряду последующих публикаций, Вахталкинский блок сложен высокометаморфизованными породами ганальской серии, формирующими внутри него купол (брахиантиклиналь), ядро которого занято габбро-норитами Юрчикского массива и гранулитами.

**Ганальская серия** по [10, 62] образовалась за счет метаморфизма кислых, основных вулканитов и подчиненных им терригенных, кремнистых и карбонатных пород, преобразованных в амфиболиты, основные кристаллические сланцы, плагиогнейсы, кварциты и мраморы. По всему разрезу среди них отмечаются конкордантные тела гнейсовидных биотит-роговообманковых, гранат-роговообманковых и гранатовых плагиогранитов. Метаморфические парагенезисы серии свидетельствуют, что она была метаморфизована как минимум дважды. Более ранний метаморфизм ее отвечает условиям низкоградиентного метаморфизма амфиболитовой фации, более поздний – условиям высокоградиентного зонального метаморфизма повышенного давления, соответствующего по своим параметрам прогрессивного метаморфизму кислых, средних, основных вулканитов и подчиненных им кремнисто-терригенных пород Стенового блока, объединяющихся в *стеновую серию*.

Обнажающиеся в экзоконтакте Юрчикского массива *гранулиты* слагают ядра антиклиналей, осложняющих куполовидную структуру ганальских пород. Среди пород гранулитовой фации преобладают бедные кальцием гранат-биотит-кордиерит-гиперстеновые плагиогнейсы, гнейсо-кварциты и кварциты. Среди подчиненных им кальциевых пород различаются дупироксеновые, биотит-пироксеновые сланцы и гнейсы, гранат-клинопироксен-скаполитовые сланцы и амфиболиты, отличающиеся от амфиболитов ганальской серии зеленовато-коричневым цветом роговой обманки. Эти породы включают конформные тела гранат-гиперстеновых и гранат-кордиеритовых гранитоидов (эндербитов), сменяющихся в их краевых частях зонами мигматитов. Так же, как и породы Юрчикского массива породы гранулитовой фации несут следы интенсивного ретроградного изменения в условиях зонального метаморфизма стеновой серии.

Структурное положение гранулитов дискуссионно. По [10], гранулиты относятся к самостоятельному наиболее древнему комплексу метаморфических пород, а габбро-нориты Юрчикского массива рассматриваются в качестве межформационного тела, локализованного меж-

ду гранулитами и породами ганальской серии. По [26, 53, 62], гранулиты относятся либо к глубинной части ганальского ореола, совмещенной с его менее метаморфизованной частью тектонически, либо представляют собой высокотемпературную часть контактового ореола, сформировавшегося при кристаллизации Юрчикского массива в условиях глубин гранулитовой фации [26 и др.].

Согласно [1, 41], Ганальский выступ представляет собой покровно-чешуйчатое сооружение, осложненное антиформной структурой Вахталкинского блока, роль ядра в которой играют гранулиты. Последние сопоставляются с породами колпаковской серии и относятся к автохтону. Аллохтонный комплекс представлен породами ганальской, стеновой и двух менее метаморфизованных, но близких им по возрасту и составу серий, обрамляющих Стеновой блок с северо-востока (кижиченокская свита и толща ручья Каменистого). Считается, что все эти аллохтонные серии являются литологическим и возрастным аналогом метатерригенных пород и метавулканитов малкинской серии и составляют вместе с ней единый аллохтон [42]. Разная степень метаморфизма ганальской, стеновой и других серий связывается с принадлежностью их к разным зонам единого метаморфического ореола, сформированного одноактно в позднем мезозое в процессе тектонического совмещения вулканогенно-кремнистых и туфо-терригенных пород ганальской и стеновой серий. Более поздний регрессивный метаморфизм обусловлен выведением нижних структурных уровней метаморфических пород на более высокие уровни в связи с формированием в них более молодой системы сдвигово-надвиговых нарушений северо-западного простирания.

Данные абсолютного возраста метаморфических и плутонических пород Ганальского хребта включают результаты датирования цирконов U-Pb и Pb-Pb методами, результаты цирконометрии с применением SHRIMP, Sm-Nd изохронные возрасты, полученные по валовым составам пород и составам минералов, и Ar-Ar возрасты габброидов Юрчикского массива.

Данные U-Pb и Pb-Pb датирования цирконов свидетельствуют о присутствии среди них трех различающихся по морфологии и возрасту групп [26]. Первая включает ксеногенные цирконы, выделенные из всех разновидностей пород Юрчикского массива. Для них получены Pb-Pb термоионные возрасты в интервале 3.2–2.6 млрд. лет и U-Pb изохрона с верхним пересечением в  $3407 \pm 50$  млн. лет. Сходные по морфологии цирконы отмечены также в биотитовых гнейсах ганальской серии. Последнее позволяет предполагать, что захват цирконов магматическими породами Юрчикского массива произошел из ганальских пород или из пород более глубоких

уровней литосферного разреза, включая мантию [26]. Вторая группа цирконов объединяет перекристаллизованные цирконы из гнейсов ганальской серии, степень перекристаллизации которых увеличивается по мере приближения к Юрчикскому массиву. Для них получен Pb-Pb термоионный возраст около 2000 млн. лет и discordантный U-Pb возраст со следами раннего термального события в  $1620 \pm 70$  млн. лет. Аналогичные отношения изотопов урана и свинца установлены для цирконов из тоналитов, прорывающих породы ганальской серии. Цирконы третьей группы представлены идиоморфными цирконами призматического габитуса из гнейсов и тоналитов ганальской серии, габбро-диоритов Юрчикского массива. Эти цирконы, по [26], фиксируют время внедрения габбро-норитов Юрчикского массива. Возраст их оценивается Pb-Pb методом как относительно молодой.

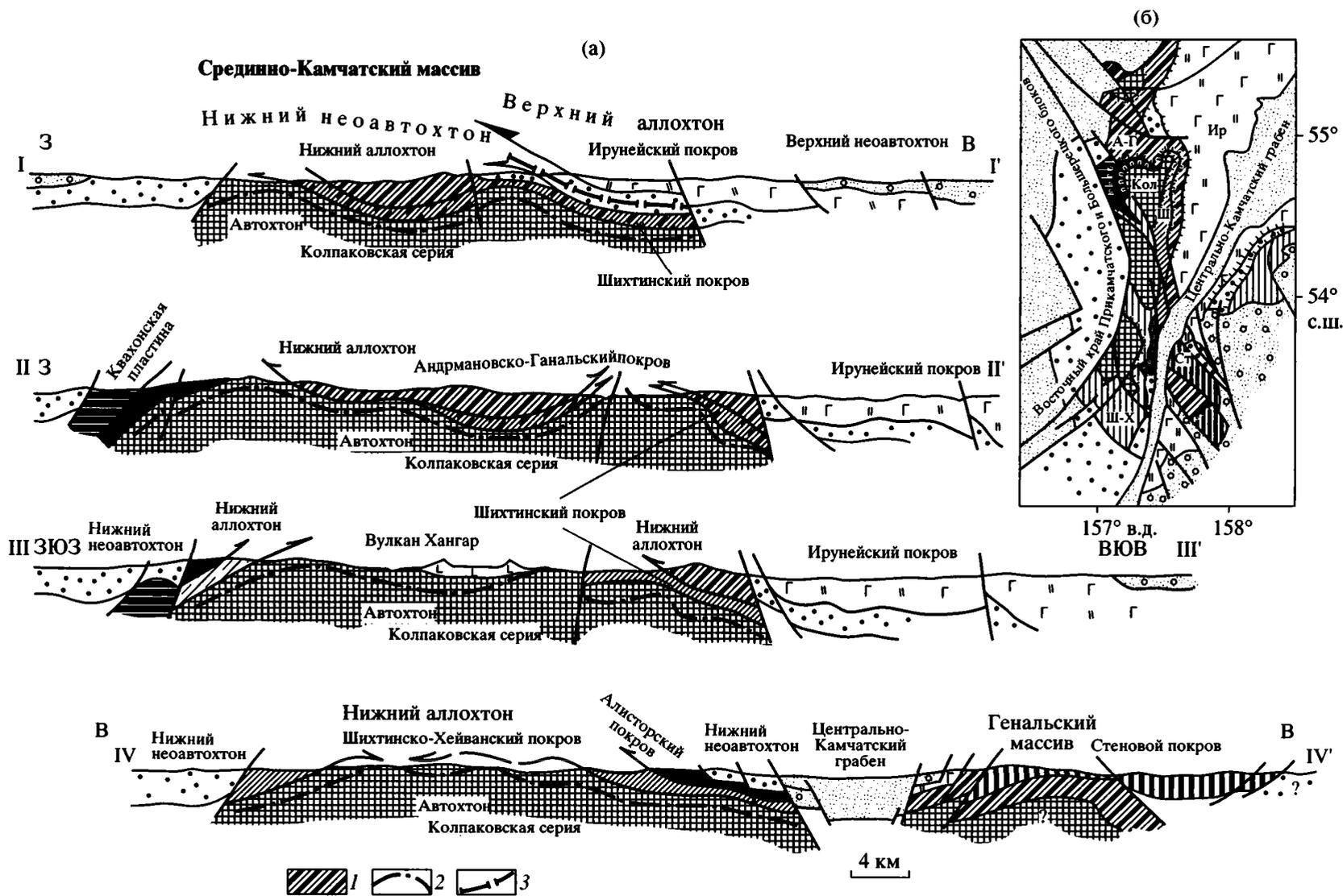
Более поздние исследования окатанных и призматических цирконов из гиперстенсодержащих кордиерит-гранат-биотитовых плагигнейсов из зоны контакта Юрчикского массива определяют возраст протолита гнейсов в  $2204 \pm 180$  млн. лет, а возраст гранулитового метаморфизма и время внедрения Юрчикского массива около 35–40 млн. лет [24].

Данные SHRIMP для цирконов из амфиболитов ганальской серии и габброидов Юрчикского массива указывают на присутствие среди цирконов лишь цирконов идиоморфного габитуса с возрастными  $66 \pm 2$  и  $24 \pm 5$  млн. лет [65]. Отсутствие среди изученных цирконов древних цирконов ксеногенного генезиса вряд ли можно объяснить применением в последнем случае более совершенной методики и связаны, скорее, с малой степенью вероятности улавливания ксеногенных цирконов из меланократовых метаморфических и плутонических пород при их опробовании.

Sm-Nd изохронная диаграмма по валовым составам амфиболитов ганальской серии определяет возраст ее протолита в  $420 \pm 44$  и  $408 \pm 87$  млн. лет и  $\epsilon_{Nd}(T)$  соответственно в +8.7 и +10.6 [24]. Возраст ганальского метаморфизма определяется изохроной по минералам в  $33 \pm 22$  и  $18 \pm 30$  млн. лет,  $\epsilon_{Nd}(T)$  соответственно в +12 и +11, возраст гранулитового метаморфизма в  $11 \pm 19$  млн. лет,  $\epsilon_{Nd}(T) = -2.4$  [24].

Возраст габброидов Юрчикского массива определяется Ar-Ar-методом по амфиболу в интервале 52–35 млн. лет [1], а Sm-Nd методом – рубежом олигоцена и миоцена [8, 24].

Изложенные материалы, на наш взгляд, подтверждают, в целом, справедливость представлений о покровном строении массивов метаморфических пород и, одновременно, позволяют внести в эти представления ряд изменений и добавлений.



**Рис. 8.** Профили (а) и схема (б), иллюстрирующие покровное строение метаморфических массивов Срединного и Ганальского хребтов.

1 – Андриановско-Ганальский покров (андриановская, хейванская и химкинская свиты северо-восточной части Срединно-Камчатского массива и ганальская серия Ганальского массива) по [42]; 2 – подошва зоны бластомилонитов (подошва камчатской серии); 3 – кровля зоны бластомилонитов.

Буквы на схеме: А-Г – Андриановско-Ганальский покров; Кол – автохтон; Ш-Х – Шихтинско-Хейванский покров (шихтинская и хейванская свиты южной части Срединно-Камчатского массива); Ш – шихтинский покров (шихтинская свита северо-восточной и северной частей Срединно-Камчатского массива); Ст – Стеновой покров; Ир – Ирунейский покров. Остальные условные обозначения и местоположение профилей см. на рис. 7. На профилях вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы.

Первое из них касается структуры метаморфических массивов и их обрамления в целом. Имеющиеся данные свидетельствуют о присутствии в этом покровном сооружении двух разновозрастных покровных комплексов (рис. 8).

Первый из них, *домеловой*, состоит из автохтона (колпаковская серия), нижнего аллохтона (малкинская, ганальская, стеновая серии и квахонская свита) и нижнего неоавтохтона (кихчикская серия, хозгонская свита и барабские конгломераты). Мощностъ и строение последнего в восточном и западном обрамлении метаморфических массивов существенно различаются.

Относительно более молодой возраст метаосадков колпаковской серии в сравнении с метаосадками шихтинской свиты (споро-пыльцевые комплексы [6], SHRIMP [65]) позволяет согласиться с объемом аллохтона в работе [6] и включить в него не только надшихтинскую часть малкинской серии, но и шихтинскую свиту тоже. Описанные в основании шихтинской свиты рассланцованные гранитоиды, гнейсы и сланцы [42, 53, 62] имеют, вероятно, тектоническое, а не эрозионное происхождение. Исходя из этого и отраженных на всех картах различий в разрезах малкинской серии южных и северо-восточных частей Срединно-Камчатского массива (см. рис. 7), аллохтон можно разделить на два тектонически совмещенных вещественных комплекса.

Первый, условно *шихтинский*, объединяет последовательно залегающие в разрезе метатерригенные породы шихтинской, хейванской свит и метапикриты алисторской свиты, надвинутые на автохтон с юга (Шихтинско-Хейванский и Алисторский покровы) и метатерригенные породы шихтинской свиты, надвинутые на автохтон с северо-востока (собственно Шихтинский покров) (см. рис. 7, 8). Совместно с метатерригенными породами автохтона они могут рассматриваться в качестве фрагментов рифтогенной континентальной окраины Прикамчатского и Большерецкого блоков, изначально составлявших с Охотоморским массивом единое целое.

Второй комплекс объединяет океанические, окраинноморские и островодужные комплексы *Андреановско-Ганальского покрова* (андриановская, хейванская и химкинская свиты северо-восточного края Срединно-Камчатского массива и ганальская серия Ганальского массива) [42] и островодужные вулканиты стеновой серии и квахонской свиты. Этот комплекс надвинут на породы нижнего аллохтонного комплекса и автохтона с востока, северо-востока и северо-запада.

Предложенная схема вместе с ранее изложенными данными о структуре и глубинном строении Корякско-Камчатского региона позволяет связывать происхождение домелового покровного комплекса с коллизией Охотоморского массива с

массивом континентальной коры, залегающим в основании Укэлаят–Срединно-Камчатской зоны, вызвавшей обдукцию комплексов Квахонской и Стеновой островных дуг на комплексы Охотоморского массива.

Второй покровный комплекс, *позднемеловой-раннеэоценовый*, представлен аллохтонными комплексами Ируней-Ватынского и Корякского поясов, перекрывающими меловые-нижнеэоценовые терригенные породы Укэлаят–Срединно-Камчатской зоны, запечатывающими покровные структуры домелового комплекса. Комплекс возник в результате столкновения композитного Охотоморско-Камчатского массива с Верхояно-Чукотским континентом.

Второе дополнение касается трактовки структуры метаморфических массивов на современном эрозионном срезе. Присутствие в гнейсах колпаковской серии цирконов с возрастными 77–47 млн. лет [65 и др.] при наличии обломков гнейсов в вышележащих более древних породах малкинской и кихчикской серий и характер соотношений зональности метаморфических пород с зональностью в тектонически облекающих их покровных комплексах говорят о том, что форма выхода метаморфических пород на поверхность не может быть объяснена лишь как срез антиформы.

Публикации различных лет [20, 42, 62], а также каменные материалы, любезно предоставленные нам сотрудником Геологического института РАН А.И. Ивлиевым, показывают, что, например, в Срединно-Камчатском массиве, выделяются метаморфическое ядро, сложенное наименее рассланцованными породами колпаковской серии, и обрамляющая его зона бластомилонитов, ориентировка сланцеватости в которой конформна сланцеватости в тектонически облекающих ее породах обрамления. Нижняя граница зоны бластомилонитов (см. рис. 8) примерно совпадает с подошвой выделенной на разномасштабных картах камчатской серией. Она фиксируется появлением в гнейсах с первичной грубой полосчатостью зон гнейсов с вторичной тонкой полосчатостью, изоклинальной складчатостью и участками мигматизации, названными в [42] зонами ламинарного течения. Вышележащий уровень выражен зонами бластомилонитизации гнейсов колпаковской серии в условиях амфиболитовой фации, а также зонами грануляции и рассланцевания синтетектонических гранитов. Оставшаяся часть разреза зоны бластомилонитов характеризуется преобладанием хрупко-пластических деформаций вещества в условиях зеленосланцевой фации, наложенных на метатерригенные и метавулканогенные породы малкинской серии и интрузивные породы дукукского и кольского комплексов. Верхняя граница зоны бластомилонитов (см. рис. 8) маркируется милонитами и бластомилонитами хозгонской и иру-

нейской свит [20 и др.], метаморфизм которых в целом отвечает низким ступеням зеленосланцевой фации. Эти признаки, а также присутствие в структуре массивов большого количества синметаморфических интрузий контрастного основного и кислого состава позволяют предположить, что рассматриваемые массивы могут быть классифицированы как зональные метаморфические ядра кордильерского типа. Присутствие в породах колпаковской серии идиоморфных цирконов с возрастными в 77, 47–53 млн. лет [65] и разгневаных и рассланцованных гранитов с Rb-Sr возрастом в 66–70 млн. лет (кольский комплекс) показывает, что подъем метаморфических пород к поверхности происходил в интервале кампана-эоцена. Этот подъем сопровождался растяжением вышележащих комплексов пород и соскальзыванием их с глубоко метаморфизованного цоколя, что, в конечном счете, обусловило формирование внутренней тектонической расчлененности метаморфических и перекрывающих их пород, морфологически сходной с расчлененностью классических покровных комплексов.

Эоценовые датировки цирконов из пород метаморфического ядра фиксируют, таким образом, термальные события, связанные, на наш взгляд, с ремобилизацией и диапиризмом в верхние горизонты коры глубоко метаморфизованных пород нижней и средней коры и ко времени формирования этих частей коры отношения, скорее всего, не имеют.

Отмеченные закономерности в строении и становлении структуры метаморфических пород Срединного хребта характерны также для метаморфических пород Ганальского массива, с той лишь разницей, что выдвигание метаморфических пород к поверхности в этом массиве было более продолжительным. Sm-Nd минеральные изохроны по гранулитам, U-Pb датировки цирконов из эндрбитов [24] и Sm-Nd датировки габброидов Юрчикского массива [8] показывают, что подъем метаморфических пород к поверхности продолжался здесь вплоть до рубежа олигоцена и миоцена.

Имеющийся по метаморфическим ядрам огромный литературный материал, а также примеры приложения его к расшифровке эволюции метаморфизма складчатых поясов на орогенном этапе развития [48] показывают, что формирование подобных структур связано с коллапсом экстремально мощной коры орогенных поясов, ее растяжением, повышением теплового потока и подъемом к поверхности ее глубоко метаморфизованного цоколя.

В орогенных структурах Камчатки эти процессы были, вероятно, инициированы: 1) формированием в обрамлении Верхояно-Чукотского континента мощной досреднеэоценовой коры в результате меловой-палеоэоценовой коллизии его с

Охотоморским и Укэлят-Срединно-Камчатским массивами и последующей коллизии новообразованной континентальной окраины с Ачайваем-Валагинской дугой; 2) преобразованием новообразованной окраины в окраину андийского типа в процессе субдукции под нее Кроноцкой дуги; 3) коллапсом гравитационно неустойчивой коры андийской окраины и формированием в охотской части ее зон растяжения, а в камчатской – метаморфических ядер с прямой и высокотемпературной метаморфической зональностью, подчеркивающей своими температурными параметрами условия высокоградиентного теплового потока активных окраин.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Практически все исследователи единодушны в трактовке структур охотоморской части Охотско-Камчатских структур как области деструкции коры позднемезозойских складчатых поясов, надводная часть которых обнажается на Камчатке и в Корее [11, 21, 46, 54 и др.]. Относительно природы и возраста корового субстрата этих поясов единодушия не наблюдается. Часть исследователей считает, что коровый субстрат этого региона состоит из блоков докембрийской коры (Охотоморского и некоторых других) и более молодой коры позднемезозойских складчатых поясов, одним из элементов которой является кора Камчатки [11, 19, 21]. Другая часть исследователей рассматривает структуру Камчатки как зону меловой аккреции океанических и островодужных комплексов Пацифики к Верхояно-Чукотской окраине [6, 42, 49, 65]. Некоторыми из них допускается присутствие среди аккрецированных островодужных комплексов экзотических докембрийских блоков [49]. Третья группа исследователей относит Западную Камчатку к зоне коллизии Охотоморского океанического плато и Западно-Камчатской микроплиты [5, 52].

Срединно-Камчатскому и Ганальскому массивам в большинстве этих построениях отводится роль фрагментов Охотоморского массива [53, 62] или Западно-Камчатской микроплиты [5, 52], либо роль позднемезозойского субдукционно-аккреционного комплекса, возникшего в результате столкновения Тихоокеанской плиты со структурами Западной Камчатки (Верхоянской окраиной?) [6, 40, 42] или Охотоморского массива [65].

Анализ перечисленных моделей показывает, что предложенные в них варианты решения этой проблемы вряд ли можно считать удовлетворительными.

Модели, декларирующие микроплитную природу метаморфических массивов, не согласуются с позднемезозойскими датировками возраста ме-

таморфических пород, полученными с помощью SHRIMP, Rb-Sr и U-Pb методов [8, 65]. Сообщение о позднедокембрийском Sm-Nd возрасте протолита основных сланцев колпаковской серии и раннепалеозойском возрасте протолита малкинской [23], к сожалению, не содержит первичных аналитических данных и потому пока может рассматриваться как предварительное.

Недостатком моделей аккреционного происхождения метаморфических пород, в первую очередь, является неверная, на наш взгляд, трактовка структуры метаморфических массивов и их обрамления в качестве единого покровного комплекса, возникшего одноактно на рубеже поздне-мезозоя–кайнозоя [6, 17, 41, 42, 65, 72 и др.]. В рамках этих представлений все породы аллохтонного комплекса ошибочно, по нашему мнению, трактуются как части Тихоокеанской плиты [6, 41, 42, 65] и относятся исключительно к породам офиолитовой ассоциации [6, 41, 42]. Наоборот, для части из них (шихтинско-хейванский покров и, вероятно, пикриты алисторской свиты) имеются очевидные признаки принадлежности их к плитным образованиям (значительный объем, занимаемый метааркозами и метапелитами, внутриплитная природа вулканических пород, присутствие расслоенных интрузий дунит-кортландит-гранодиоритового ряда и сопутствующего им медно-никелевого оруденения). Для других частей аллохтона – признаки формирования в океаническом бассейне вблизи континентальной окраины, поставившей в океанический бассейн обломочный материал квац-полевошпатового и карбонатного состава (хейванская свита Андриановско-Ганальского покрова, метатерригенно-карбонатный горизонт ганальской серии). Эти закономерности в строении аллохтонных серий не позволяют рассматривать их в качестве образований открытого океанического бассейна (по мнению авторов этих схем, – Пацифики) и указывают, что это, вероятно, осадки бассейна с океанической корой, располагавшегося между континентальными массивами.

Проблематичен, на наш взгляд, также вывод о субдукционно-аккреционной природе метаморфизма малкинской и колпаковской серий. Подобная интерпретация не согласуется с отсутствием в зоне сочленения малкинского и квахонского комплексов характерной для зон субдукции обратной метаморфической зональности, а также принадлежностью метаморфических парагенезисов квахонского, малкинского и колпаковского комплексов к парагенезисам разного типа – низкотемпературным и высокобарическим в квахонском и высокотемпературным и высокобарическим в малкинском и колпаковском, что указывает на формирование их в разных геодинамических условиях.

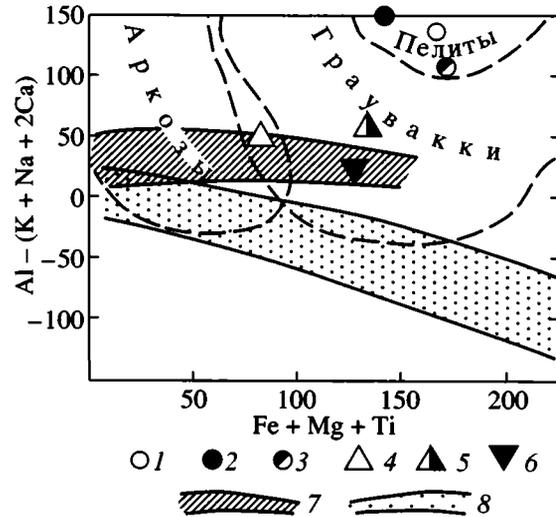
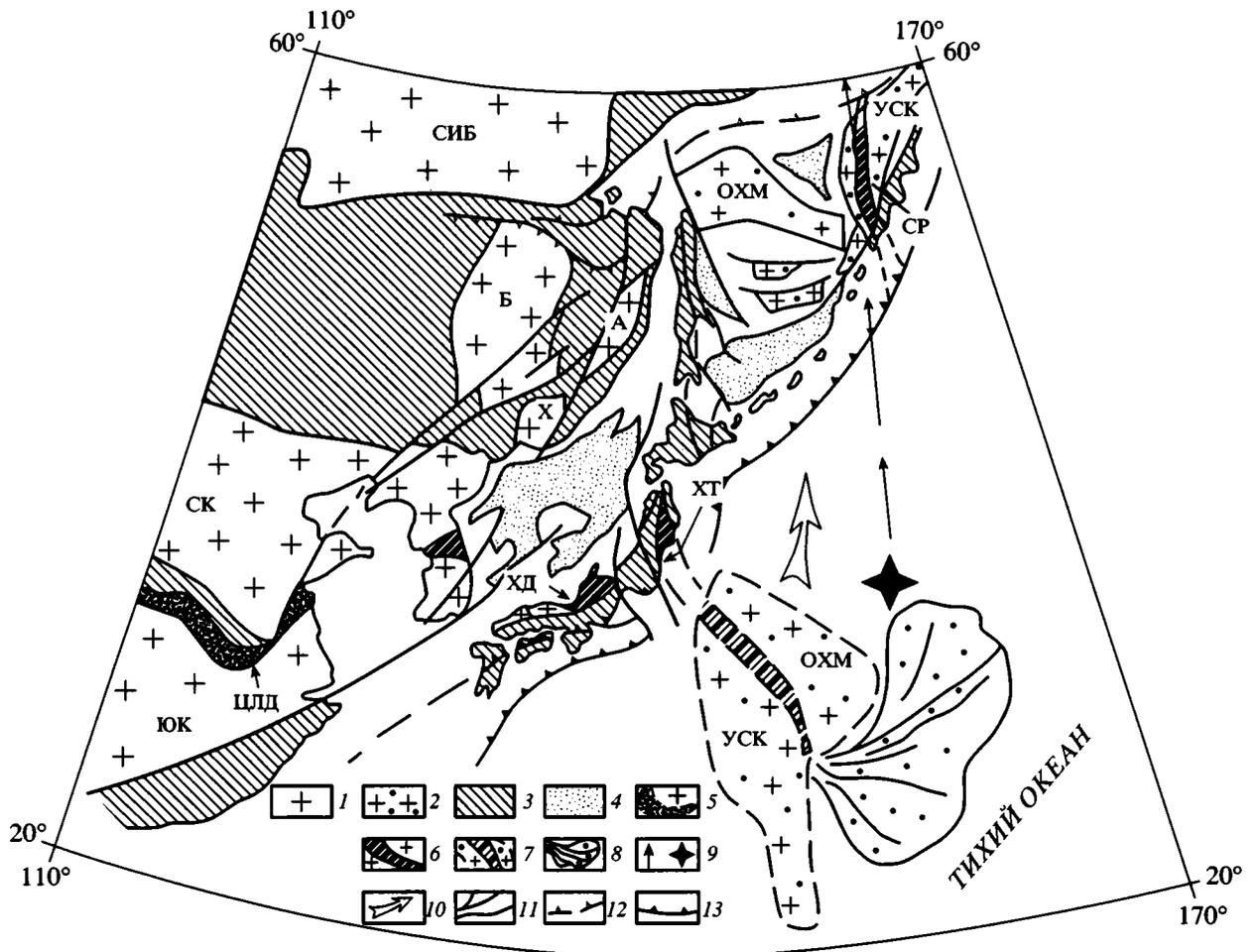


Рис. 9. Дискриминационная диаграмма [66] для гранитоидов и метатерригенных пород Срединно-Камчатского и Ганальского массивов.

1–3 – средние составы метатерригенных пород колпаковской (1), малкинской (2) серий и ганальских гранулитов (3) [53]; 4–6 – средние составы гранитоидов крутогоровского (4), колпаковского (5) комплексов и гранатовых гранитоидов из разреза ганальской серии (6) по [53]; 7, 8 – серии гранитоидов S-типа (7) и I-типа (8), по [66].

Имеющиеся в литературе данные об эволюционных трендах метаморфизма в Срединном хребте [53, 62] показывают, что метаморфизм колпаковской серии протекал в условиях, близких к изобарическому разогреву. Тренд малкинской серии принципиально близок колпаковскому и отличается от него лишь более высоким градиентом метаморфизма и меньшей глубиной [53, 62]. Подобные термодинамические характеристики метаморфизма более всего соответствуют условиям коллизии небольших блоков континентальной коры и значительно отличаются от параметров метаморфизма зон субдукции, где преобразование пород проходит в условиях изотермального погружения и не достигает температур метаморфизма коллизионного типа. Коллизионной природой, скорее всего, обладают также гранитоиды крутогоровского и кольского комплексов (рис. 9). Для них характерны высокая глиноземистость, сопоставимая с уровнем ее в S-гранитах, а также целый ряд других параметров, позволяющих сравнить их с гранитоидами позднеорогенного этапа развития коллизионных поясов. Происхождение последних связывается обычно с плавлением различных уровней коры, вызванным растяжением ее и поступлением в нее большого количества мантийных расплавов. В структурах Срединного и Ганальского хребтов выражением этих процессов следует считать присутствие наряду с интрузиями гранитов большого



**Рис. 10.** Современная позиция метаморфических комплексов сверхвысокого и высокого давления в Китае, Японии и на Камчатке и возможное положение камчатских комплексов для рубежа раннего–позднего мезозоя.

1, 2 – блоки континентальной коры установленные (1) и предполагаемые (2); 3 – складчатые пояса; 4 – глубоководные впадины окраинных морей с корой океанического типа; 5, 6 – метаморфические комплексы сверхвысокого (5) и высокого (6) давления; 7 – предполагаемая позиция камчатских метаморфических комплексов высокого давления на рубеже раннего–позднего мезозоя; 8 – конус выноса аркозового материала из “устьевой части” коллизонной зоны в юрский океанический бассейн – предполагаемая область формирования среднеюрского аркозового флиша восточного побережья Тайгоноса; 9 – область накопления средне–позднеюрских кремней триасово–юрских океанических разрезов восточного побережья полуострова Тайгонос и направление их последующего дрейфа, по [63]; 10 – предполагаемое направление дрейфа ОХМ и УСК; 11 – разломы; 12 – сuture; 13 – зона субдукции.

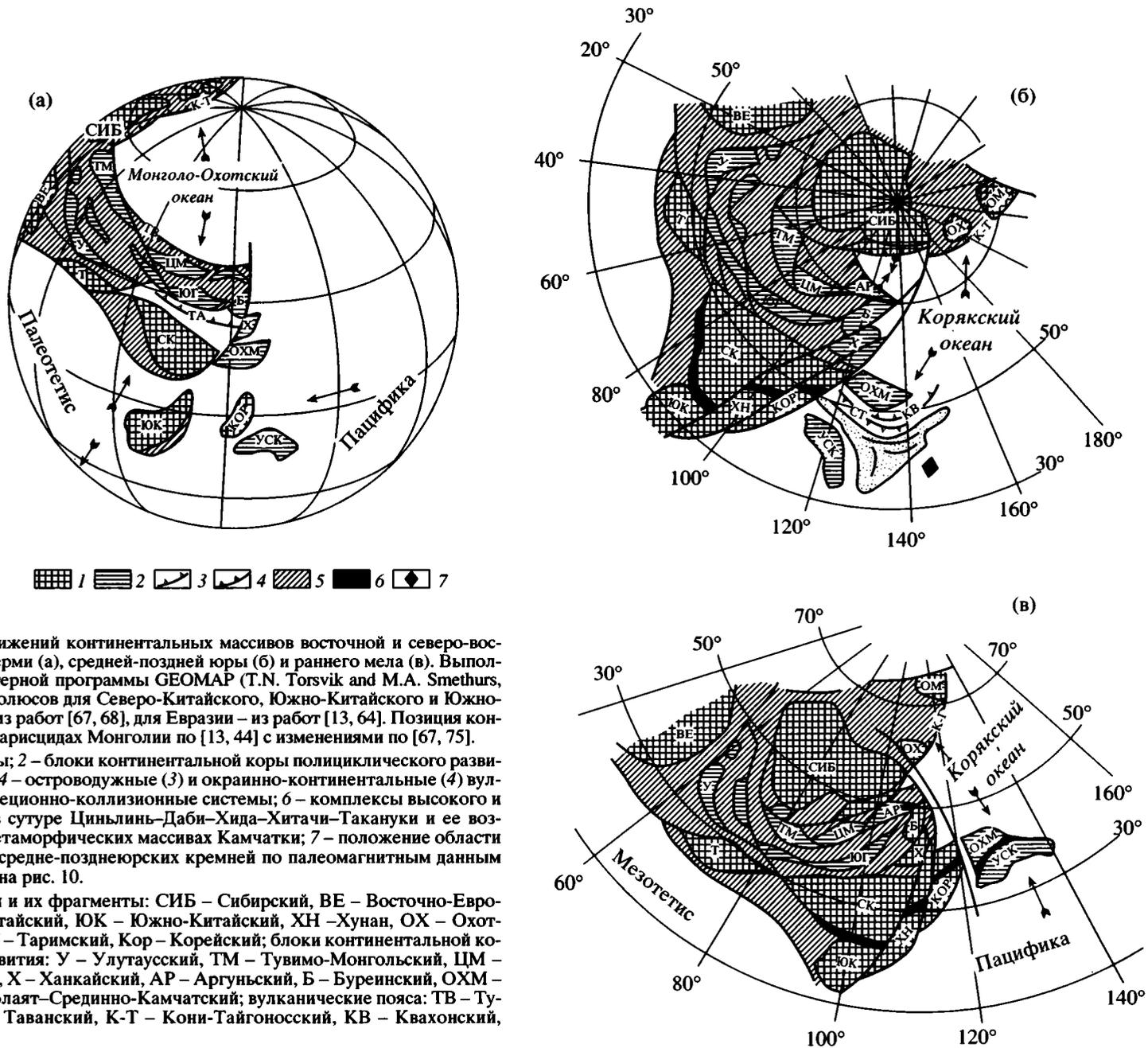
Буквы на схеме: кратоны и их фрагменты: СИБ – Сибирский, СК – Северо-Китайский, ЮК – Южно-Китайский, Б – Бурейнский, Х – Ханкайский. Блоки континентальной коры полициклического развития: А – Анойский, УСК – Укэляйт–Срединно-Камчатский, ОХМ – Охотоморский. Фрагменты пояса метаморфических пород высокого и сверхвысокого давления: ЦД – Циньлинь–Даби, ХД – Хида, ХТ – Хитачи–Такануки, СР – Срединно-Камчатский и Ганальский.

количества интрузий ультрабазит-габбрового и ультрабазит-габбро-монцитонитового состава.

И, наконец, существует очевидное несоответствие предложенных схем с формой и структурной позицией массивов метаморфических пород. Изложенные материалы показывают, что эти массивы отвечают меридионально вытянутому блоку континентальной коры (см. рис. 6), располагающемуся на стыке Охотоморского и Укэляйт–Срединно-Камчатского массивов континентальной коры, что дает возможность связывать про-

исхождение метаморфических комплексов со столкновением этих массивов.

Подмеченное ранее сходство метаморфических массивов Срединного и Ганальского хребтов с метаморфическими массивами Хида и Абакума-Китаками [53, 62], а также современный вариант трактовки последних в качестве северного продолжения высокометаморфизованных пород сuture Циньлинь–Даби [70, 73] позволяют высказать гипотезу, что метаморфические породы Срединной Камчатки являются фрагментами са-



**Рис. 11.** Реконструкции движений континентальных массивов восточной и северо-восточной Азии для ранней перми (а), средней-поздней юры (б) и раннего мела (в). Выполнены с помощью компьютерной программы GEOMAP (Т.Н. Torsvik and М.А. Smethurs, 1994). Координаты палеополюсов для Северо-Китайского, Южно-Китайского и Южно-Корейского блоков взяты из работ [67, 68], для Евразии – из работ [13, 64]. Позиция континентальных массивов в варисцидах Монголии по [13, 44] с изменениями по [67, 75].

1 – кратоны и их фрагменты; 2 – блоки континентальной коры полициклического развития (микроконтиненты); 3, 4 – островодужные (3) и окраинно-континентальные (4) вулканические пояса; 5 – аккреционно-коллизонные системы; 6 – комплексы высокого и сверхвысокого давления в сuture Циньлинь–Даби–Хида–Хитачи–Такануки и ее возможном продолжении в метаморфических массивах Камчатки; 7 – положение области накопления тайгоносских средне-позднеюрских кремней по палеомагнитным данным [63]. Остальные знаки см. на рис. 10.

Буквы на схемах: кратоны и их фрагменты: СИБ – Сибирский, ВЕ – Восточно-Европейский, СК – Северо-Китайский, ЮК – Южно-Китайский, ХН – Хунан, ОХ – Охотский, ОМ – Омолонский, Т – Таримский, Кор – Корейский; блоки континентальной коры полициклического развития: У – Улутаусский, ТМ – Тувимо-Монгольский, ЦМ – Центрально-Монгольский, Х – Ханкайский, АР – Аргуньский, Б – Бурейнский, ОХМ – Охотоморский, УСК – Укэляя-Срединно-Камчатский; вулканические пояса: ТВ – Тувимо-Монгольский, ТА – Таванский, К-Т – Кони-Тайгоносский, КВ – Квахонский, СТ – Стеновой.

мой восточной “устьевой” части этой же сутуры (рис. 10). На это указывают: 1) совмещение в покровных структурах японских массивов метатерригенных комплексов континентальной окраины (вероятных аналогов метатерригенных пород Шихтинского покрова и колпаковской серии автохтона) с верхнепалеозойско-нижнемезозойскими метавулканидами, метакarbonатными и метатерригенными породами, принципиально сходными с породами Андриановско-Ганальского покрова; 2) проявление в японских массивах такого же, как и в массивах Камчатки, режима метаморфизма изобарического разогрева [69]; 3) принадлежность споро-пыльцевых комплексов из метатерригенных и метавулканогенно-осадочных пород Срединно-Камчатского массива к Катазиатской палеофлористической провинции; 4) присутствие в базальтово-кремнистых окенических разрезах восточной части полуострова Тайгонос среднеюрского субаркозового флиша, сформировавшегося в южной части северного полушария в интервале широт 30–40°, в результате выноса в среднеюрский океанический бассейн огромных масс аркозового материала; 5) омоложение возраста коллизионных процессов в направлении “устья” этой сутуры, фиксирующееся изменением возраста коллизионных гранитов с триасово-юрского в поясе Циньлинь–Даби до ранне-среднеюрского в поясах Хида и Хитачи-Такануки (массивы Хида и Абакума-Китаками) [70] и до ранне-поздне мелового в Срединно-Камчатском массиве [8].

Палеомагнитные данные для Южно-Китайского и Северо-Китайского кратонов [67, 68] вместе с геологическими данными по Японским островам и Камчатке позволяют наметить в истории формирования этой сутуры три этапа (рис. 11).

Первый охватывает интервал времени пермь-средняя юра (см. рис. 11, а, б). Этот этап характеризуется встречным дрейфом массивов Катазии и массивов варисцид Монголии и вероятным дрейфом в сторону их Южно-Корейского и Укэляят–Срединно-Камчатского массивов, вызванными процессами расширения Монголо-Охотского океана, Палеотетиса и Пацифики [67]. Этот дрейф ознаменовался столкновением во второй половине перми Северо-Китайского кратона с континентальными массивами Монголии и завершился в триасе-юре коллизией Северо-Китайского кратона с Южно-Китайским кратоном и Южно-Корейской плитой [13, 44, 67]. Эти коллизионные процессы сопровождалась левосторонними движениями вдоль системы разломов Тан-Лу, чем, вероятно, объясняется более молодой возраст коллизионных процессов в массивах Хида и Хитачи-Такануки в сравнении с этими процессами в Циньлинь–Даби.

Второй этап, соответствующий временному отрезку средняя юра–ранний мел (см. рис. 11, б, в), характеризуется существенными изменениями в кинематике движения плит, вызванными закрытием Монголо-Охотского океана, активизацией спрединговых процессов в Корякском океане, а также сменой направления движения Тихоокеанских плит с западного на северное [68]. Следствием этих процессов стал разворот по часовой стрелке Северо-Китайского и Южно-Китайского кратонов [68], обусловивший смещение Охотоморского фрагмента Северо-Китайского (?) массива в южном направлении, заложение вдоль его южного края зоны субдукции и связанных с ней Квахонской и Стеновой вулканических дуг и, в конечном счете, коллизию его с Укэляят–Срединно-Камчатским массивом.

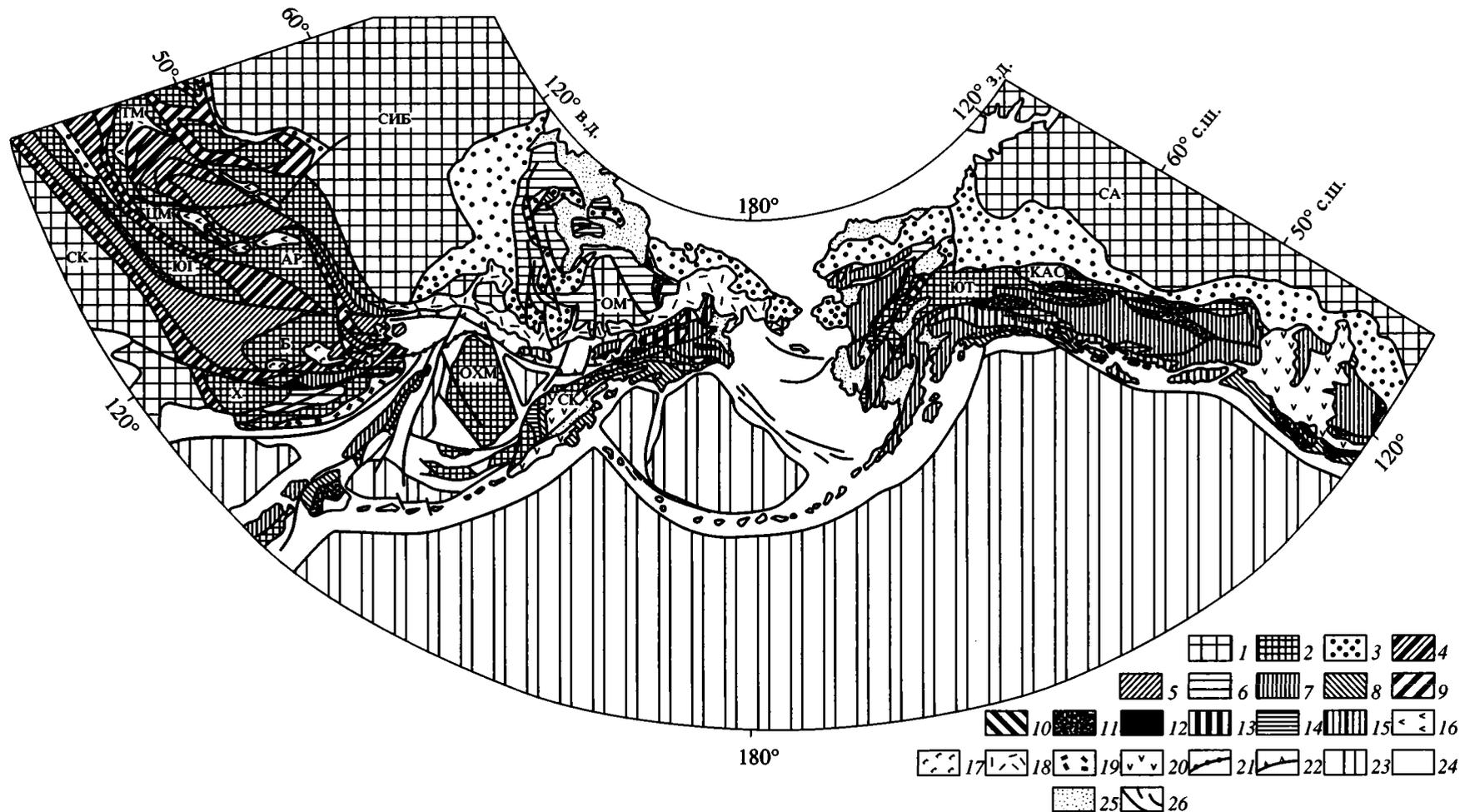
Третий этап, соответствующий временному интервалу поздний мел–миоцен, включает: 1) коллизию на рубеже мела–палеоцена композитного Охотоморско-Камчатского террейна с Верхояно-Чукотским континентом, закрытие Корякского океана, тектоническое расслоение его коры и шарьирование ее на комплексы Охотоморско-Камчатского террейна; 2) коллизию в раннем эоцене новообразованной Камчатско-Корякской континентальной окраины с Ачайваям-Валагинской островной дугой, коллапс коры преддугового Ируней-Ватынского бассейна, обдукцию фрагментов коры этого бассейна и фрагментов коры Ачайваям-Валагинской дуги на комплексы Охотоморско-Камчатского террейна; 3) коллизию в интервале второй половины эоцена–первой половины миоцена Азиатской континентальной окраины с Кривоносовой дугой, изменение в процессе этих коллизионных процессов наклона зоны субдукции под континент и преобразование Азиатской окраины из пассивной в окраину андийского типа.

Завершающая стадия этого процесса (поздний эоцен–миоцен) протекала на фоне распада коры Азиатской окраины континентальной окраины, выразившегося в формировании в охотской части ее зон растяжения и рифтогенеза, а в камчатской – зональных Срединно-Камчатского и Ганальского метаморфических массивов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Укэляят–Срединно-Камчатский и Охотоморский массивы континентальной коры делят палеоокеанические комплексы Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского пояса на два домена (рис. 12).

Первый, Корякский, объединяет позднедокембрийско-среднепалеозойские, позднепалеозойско-раннемезозойские и позднепалеозойские палеоокеанические комплексы Тайгоносско-Западно-Корякского и Корякского поясов. Структурная по-



**Рис. 12.** Положение неопротерозойских и фанерозойских океанических и островодужных комплексов в структуре Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов, по [74], с добавлениями по [34, 35, 40, 71 и др.].

1 – докембрийские кратоны и их фрагменты, 2 – блоки континентальной коры полициклического развития (микроконтиненты); 3 – пассивные окраины, 4–8 – аккреционно-коллизонные системы позднерифейско-среднепалеозойского (4), позднепалеозойско-раннемезозойского (5), позднеюрско-раннемелового (6), ранне-позднепалеозойского (7) и кайнозойского (8) возраста; 9–12 – океанические и островодужные комплексы позднерифейско-среднепалеозойского (9), раннепалеозойского (10), позднепалеозойско-раннемезозойского (11) и позднепалеозойско-раннемезозойского (12) возраста; 13–15 – океанические плато позднерифейско-среднепалеозойского (13), среднепалеозойско-раннемезозойского (14) и позднепалеозойско-раннемезозойского (15) возраста; 16–20 – окраинно-континентальные вулканические пояса позднепалеозойского (16), позднеюрско-раннемелового (17), ранне-позднепалеозойского (18), мезо-кайнозойского (19) и кайнозойского (20) возраста; 21, 22 – сутуры Монголо-Охотского (21) и Куьюльского (22) палеоокеанических бассейнов; 23 – океаническая Кора Пацифики и глубоководных впадин окраинных морей; 24 – шельфы; 25 – кайнозойский чехол; 26 – разломы.

Буквы на схеме: кратоны и их фрагменты: СА – Северо-Американский, ЮТ – Юкон-Танана, КАС – Кассиар. Остальные буквенные обозначения см. на рис. 11.

зияция этого домена определяется положением его между Сибирским континентом и массивами Охотско-Камчатского региона, которые, как было показано выше, возможно, принадлежат к континентальным массивам катазиатского ряда. Аналогичную позицию занимают позднедокембрийско-раннепалеозойские и позднепалеозойско-раннемезозойские океанические комплексы Центрально-Азиатского пояса и ранне-среднепалеозойские и позднепалеозойские океанические комплексы внутренней части Северо-Американского сектора Тихоокеанского тектонического пояса (офиолитовые комплексы террейнов Фетер Ривер, Тринити, Слайд Маунтин, Севенти Майл, Ливенгуд и др.). Позиция центральноазиатских палеоокеанических комплексов определяется положением их между Сибирским кратоном и массивами катазиатской группы, позиция североамериканских – положением между Северо-Американским кратоном и континентальными террейнами Никсон Форк, Юкон–Танана и Кассиар (см. рис. 12). Последние были перемещены сюда из низких широт [39] и играли в структуре этого сектора Тихоокеанского пояса ту же структурную роль, что и Укэлаят–Срединно-Камчатский и Охотоморский массивы в структуре Корякско-Камчатского сектора, а катазиатские массивы – в структуре Центрально-Азиатского пояса. Это позволяет рассматривать выходы океанических комплексов в Центрально-Азиатском поясе и внутренних частях Корякского и Северо-Американского секторов Тихоокеанского пояса в качестве реликтов палеоокеанической структуры, получившей на разных этапах эволюции названия Палеоазиатского, Монголо-Охотского, Корякского океанов и океана Ангачуам.

Второй домен объединяет кайнозойские, в различной степени метаморфизованные поздне-мезозойские и, возможно, более древние океанические и островодужные комплексы Восточной Камчатки. Структурная позиция их определяется положением между Укэлаят–Срединно-Камчатским массивом и современным ложем Тихого океана. В Северо-Американском секторе Тихоокеанского пояса принципиально такую же позицию занимают позднепалеозойско-раннемезозойские, позднемезозойские и кайнозойские комплексы, ограниченные с внешней стороны континентальными террейнами Никсон Форк, Юкон–Танана и Кассиар, а с внутренней – ложем Тихого океана. Этот домен, вероятно, принадлежал собственно Пацифике.

Охарактеризованные закономерности в распределении палеоокеанических комплексов в покровно-складчатых структурах северного обрамления Тихоокеанского пояса позволяют сделать вывод о присутствии внутри него реликтов двух длительно развивавшихся океанических структур. Развитие северной из них отражает резуль-

тат эволюции Палеоазиатского океана. По мнению большинства исследователей, этот океан возник в результате неопротерозойского раскола суперконтинента Родинии [19, 32, 44, 71]. Венд-кембрийская деструкция Гондваны [32, 44 и др.] привела к существенной перестройке структурного плана Палеоазиатского океана и его аналогов в Корякском и Северо-Американском секторах Тихоокеанского пояса. Эти события, в конечном счете, выразились в появлении внутри этого океана протяженного пояса микроконтинентов и локализованных по их периферии островодужных структур, ставшего на ранне-среднепалеозойской стадии развития океанических структур структурным барьером между Палеоазиатским океаном и Прототетисом, на позднепалеозойско-раннемезозойской – барьером между Палеотетисом и Монголо-Охотским океаном, а на позднемезозойской – структурным рубежом между Мезопацификой, с одной стороны, и Корякским океаном и океаном Ангачуам, с другой.

На рубеже среднего и позднего палеозоя этот структурный барьер занимал субширотное положение и был представлен на западе Северо-Китайским массивом и континентальными массивами варисцид Монголии [13, 44, 60 и др.], занимавшими в это время интервал 10–30° северной широты [13, 67, 68, 75], в центральной части – Охотоморским и Укэлаят–Срединно-Камчатским массивами, располагавшимися западнее Северо-Китайского и Южно-Китайского массивов (см. рис. 11, А), а на востоке – континентальными массивами Юкон–Танана, Кассиар и обрамлявшими их с юга островными дугами Стикиния и Квиснелия, занимавшими интервал 20–30° северной широты [39].

В позднем мезозое и кайнозое в процессе формирования современной океанической литосферы Тихого океана микроконтинентальные блоки этого структурного рубежа вместе с аккрецированными к ним островодужными террейнами испытали дрейф на север и были причленены к Верхояно-Чукотскому континенту и Северо-Американскому кратону.

Приведенные данные свидетельствуют, что на допозднемезозойском этапе развития структурный план Пацифики, по крайней мере в ее северной части, был более сложным, чем нам представляется сегодня. Поднятый вопрос, на наш взгляд, имеет важное значение и должен учитываться в будущих исследованиях

Автор искренне благодарен академику А.Л. Книпперу, члену-корреспонденту РАН Н.А. Богданову и доктору геолого-минералогических наук С.В. Руженцеву, взявших на себя труд прочесть рукопись и сделать ряд важных замечаний и поправок, значительно ее улучшивших.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 99-05-64224).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. *Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Утнасин В.К., Федорченко В.И.* Глубинное строение Южной Камчатки, по данным ГСЗ // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, Хабаровск: Ин-т тектоники и геофизики, 1980. С. 59–64.
3. *Антипов М.Н., Гладенков Ю.Б., Журавлев А.В., Шанцер А.Е.* Строение прикамчатского участка дна Охотского моря и его кайнозойская история // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 2. С. 19–25.
4. *Богданов Н.А., Кепежинкас П.К.* Неоднородности литосферы обрамления Командорской впадины // Тихоок. геология. 1988. № 5. С. 3–11.
5. *Богданов Н.А., Чехович В.Д.* О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
6. *Бондаренко Г.Е.* Ультраосновные и основные метавулканисты Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 3. С. 32–40.
7. *Вашилов Ю.Я.* Некоторые геофизические аспекты проблемы Колымского массива. Магадан, 1977. С. 64–78. (Тр. СВ КНИИ; Вып. 77.)
8. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М.* Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. № 7. С. 58–65.
9. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1 : 500000 / Гл. ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. С.-П., Петропавловск-Камчатский: ВСЕГЕИ, 1999.
10. *Герман Л.Л.* Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
11. *Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 160 с.
12. *Гречин В.И.* Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 130–149.
13. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
14. *Ермаков В.А., Фарберов А.И., Балеста С.Т., Левыкин А.И.* Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим данным // Геология и геофизика. 1975. № 9. С. 13–28.
15. *Жуланова И.Л.* Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос // Геотектоника. 1974. № 1. С. 111–122.
16. *Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на полуострове Тайгонос // М.: Наука. 1978. 199 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 315.)
17. *Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г.* Тектоника восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
18. *Злобин Т.К., Злобина Л.М.* Строение осадочного чехла земной коры восточной, прикамчатской части Охотского моря (по сейсмическим данным) // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 198–201.
19. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Кн. 1, 327 с. Кн. 2, 334 с.
20. *Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Лучицкая М.В., Бондаренко Г.Е.* Признаки вязко-пластичного течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 6. С. 15–30.
21. *Красный Л.И.* Геолого-структурные черты Охотоморского региона // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 2. С. 3–8.
22. *Кузмичев А.Б., Сухов А.Н.* Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): строение разреза и геодинамические спекуляции // Исследование литосферы. Материалы конференции. М.: ИЛ РАН, 2000. С. 33–35.
23. *Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В.* Первые Sm-Nd изотопные определения возраста метаморфических пород Срединно-Камчатского массива // Симпозиум по геологии Камчатки: Тез. докл. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КАМШАТ, 1999. С. 41–42.
24. *Кузьмин В.К., Львов А.Б., Беляцкий Б.В.* Sm-Nd изотопная систематика метаморфических и магматических пород Ганальского выступа (Восточная Камчатка) // Симпозиум по геологии и металлогении Северо-Востока Азии. Материалы конференции. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 172–175.
25. *Курилов Д.В.* Некоторые данные о возрасте кремнистого комплекса Паланского района (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 142–146.
26. *Львов А.Б., Богомолов Е.С., Левченков О.А., Неймарк Л.А. и др.* Геолого-геохронологическое изучение ганальского комплекса Камчатки // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 261–271.
27. *Маргулис Л.С.* Секвенстратиграфия и нефтегазонасыщенность Охотоморского региона: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 2002. 50 с.
28. *Марков М.С.* Метаморфические комплексы и “базальтовый” слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
29. *Марченко А.Ф.* О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 234–246.

30. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины // М.: Наука, 1988. 216 с.
31. Мишин В.В. Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 4. С. 64–70.
32. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индо-атлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799–802.
33. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
34. Некрасов Г.Е. Тектоническая природа структур Срединной Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна реки Укэляят и вопросы геодинамики допозднепалеозойских океанических комплексов Запада Корякского нагорья // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 347–352.
35. Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М. Допозднепалеозойские офиолиты Запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.
36. Некрасов Г.Е., Макеев А.Ф. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитов плагиогранит-амфиболитового комплекса Ганычаланского блока (Запад Корякского нагорья) // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 1–4.
37. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события) / Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
38. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
39. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов Севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.
40. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с. (Тр. ГИН; Вып. 473.)
41. Рихтер А.В. О структуре метаморфических толщ Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 98–108.
42. Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
43. 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, 1982. С. 136–189.
44. Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Геодинамика и тектоническое развитие палеозойд Центральной Азии как результат взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов земли // Геотектоника. 1995. № 1. С. 29–47.
45. Савостин Л.А., Кузнецов Н.Б., Бондаренко Г.Е. и др. Новые данные о характере соотношений камчатского и андриановского комплексов (Срединная Камчатка) // Докл. АН. 1992. Т. 326. № 1. С. 148–153.
46. Сейсмическое районирование шельфа. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 150 с.
47. Сиверцева И.О. О пермской флоре Камчатки // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1975. № 18. С. 141–145.
48. Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
49. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
50. Соловьев А.В., Ландер А.В., Палечек Е.Н., Леднева Г.В. и др. Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 35–40.
51. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
52. Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 с объяснительной запиской / Ред. Н.А. Богданов, В. Е. Хаин. М.: ИЛ РАН, 2000. 193 с.
53. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: Дальневосточный ГИН ДНЦ АН СССР, 1985. 185 с.
54. Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук в виде научного доклада. Оха-на-Сахалине: ИЛСАН РАН, 1998. 45 с.
55. Чамов Н.П., Андреев А.В. Среднеюрские–нижнемеловые осадочные комплексы в аккреционной структуре полуострова Тайгонос // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 3. С. 260–272.
56. Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и тектоническая интерпретация палеомагнитных данных // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. 440 с.
57. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваем-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
58. Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые 1992. № 6. С. 94–116.
59. Шапиро М.Н., Федоров П.И. Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22–26.
60. Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 41–57.
61. Шило Н.А., Ващиллов Ю.Я., Максимов А.Е. Корневые и бескорневые офиолиты Анадырско-Коряк-

- ского региона – геофизический аспект // Докл. АН. 1994. Т. 339. № 4. С. 518–519.
62. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент тхокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.
  63. Bazhenov M.L., Alexutin M.V., Bondarenko G.E., Sokolov S.D. Mesozoic paleomagnetism of the Taigonos Peninsula, the Sea of Okhotsk: implications to kinematics of continental and oceanic plates // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 173. P. 113–127.
  64. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 ma // Journ. Geoph. Res. 1991. Vol. 96. № B3. P. 4029–4050.
  65. Bindeman I.N., Vinogradov V.J., Valley J.W., Wooden J.L., Natalin B.A. Archean protolith, and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal massifs // Journ. of Geology. 2002. Vol. 110. P. 271–289.
  66. Debon F., Le Fort P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1983. Vol. 73. P. 135–149.
  67. Enkin R., Yang Z., Chen Y., Courtillot V. Paleomagnetic constraints on geodynamic history of the major blocks of China from the permian to present // Journ. Geoph. Res. 1992. Vol. 97. № B10. P. 13953–13989.
  68. Gilder S.A., Gill J., Coe R.S., Zhao X. et al. Isotopic and paleomagnetic constraints on the mesozoic tectonic evolution of south China // Journ. of Geoph. Res. 1996. Vol. 101. № B7. P. 16137–16154.
  69. Hiroi Y. Progressive metamorphism of the Unazuki pelitic schists in the Hida terrane, central Japan // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. Vol. 82. P. 334–350.
  70. Isozaki Y. Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese islands // The Island Arc. 1996. Vol. 5. P. 289–320.
  71. Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asia fold belt: U-Pb, Pb-Pb and Sm-Nd evidences from the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet Sci. Letters. 2002. Vol. 199. P. 311–325.
  72. Konstantinovskaia E.A. Arc-continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: an example from Kamchatka (NE Russia) // Tectonophysics. 2001. Vol. 333. P. 75–94.
  73. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 ma to the present // The Island Arc. 1997. Vol. 6. Issue 1. P. 121–142.
  74. Nokleberg W.G., Parfenov L.M., Monger J.W.N. et al. Circum-North Pacific Tectono-stratigraphic terrane map // USGS Open-File Report 94–714. 1994. 108 pp.
  75. Xu X., Harbert W., Dril S., Kravchinsky V. New paleomagnetic data from the Mongol-Okhotsk collision zone, Chita region, south-central Russia: implications for Paleozoic paleogeography of the Mongol-Okhotsk ocean // Tectonophysics. 1997. Vol. 269. P. 113–129.

Рецензенты: Н.А. Богданов, С.В. Руженцев

## Tectonics of the Koryak-Kamchatka Region and the General Geodynamics of the Northern Pacific Rim

G. E. Nekrasov

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

**Abstract**—Tectonic data on the Koryak-Kamchatka and Sea of Okhotsk regions and the tectonic, petrologic, and isotopic data on the Median Kamchatka and Ganal massifs suggest that these massifs are zonal metamorphic cores, in which the metamorphic complexes of the pre-Cretaceous collision zone between the Sea of Okhotsk and Ukelayat-Median Kamchatka continental massifs are exposed on the surface. The ages of the marginal continental, oceanic, and island-arc structures juxtaposed within this zone as well as the Cathaysian habit of the spore-and-pollen assemblages in these rocks and the low-latitude origin of the Middle-Late Jurassic and Upper Cretaceous cherts in the foldbelts north of these continental massifs suggest that this collision zone can be interpreted, with a fair degree of confidence, as the eastern extension of the Qinlin-Dabi-Hida-Hitachi-Takanuki suture. The composite Sea of Okhotsk-Kamchatka continent, which was formed after the collision, and the other Central Asian (North China, South Gobi, Central Mongolian, Argun', and others) and North American (Nixon Fork, Yukon-Tanana, and Cassiar) continental massifs made up an extensive structural barrier that separated the Paleo-Asian Ocean from the Proto-Tethys during the Early-Middle Paleozoic evolution of the Pacific sector of the Earth; the Paleo-Tethys from the Mongolia-Okhotsk Ocean during the Late Paleozoic-Early Mesozoic; and the Meso-Pacific Ocean from the Koryak and Angachuan oceans, during the Late Mesozoic. At the latest Mesozoic to Cenozoic, the inception of the modern oceanic lithosphere of the Pacific Ocean and the closure of the Koryak and Angachuan oceans induced the northward drift of the microcontinental blocks and accreted island-arc terranes of this structural belt, which were eventually welded up to the Verkhoyansk-Chukotka continent and North American craton.

УДК 551.242.3/550.836.(262)

**ВОЗРАСТ И МОЩНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ РЕГИОНА ЧЕРНОГО МОРЯ**© 2003 г. **Е. В. Вержбицкий, И. П. Кузин, Л. И. Лобковский***Институт океанологии им. П.П. Ширшова, 117851, Москва, Нахимовский просп., д. 36*

Поступила в редакцию 02.04.2001 г.

По данным теплового потока выполнена оценка возраста Западной и Восточной котловин Черного моря (70–60 млн лет), которая хорошо согласуется с установленным по сейсмическим и магнитным данным временем образования Черного моря вследствие раскрытия задугового бассейна в тылу Понтийской островной дуги. Предположение о существовании этой дуги подтверждается мантийной сейсмичностью, наиболее ярко выраженной в Восточных Понтидах. Близкое время образования Западной и Восточной котловины поддерживает концепцию их одновременного генезиса в результате вращения по часовой стрелке вала Андрусова. Также по геотермическим данным определена мощность литосферы котловины Черного моря (60–65 км), соответствующая мощности океанической литосферы раннекайнозойского возраста. Эта оценка подтверждена результатами изучения дисперсии скоростей поверхностных волн на трассах от землетрясений Средиземноморского региона к сейсмостанциям Крыма и Западного Кавказа. Наряду с этим, анализ комплекса сейсмических и геотермических данных позволяет сделать вывод, что дно Западной котловины подстилается корой океанического типа, в то время как дно Восточной котловины характеризуется утоненной континентальной корой. По результатам выполненного геотермического моделирования мощность гранитного слоя коры Восточной котловины составляет примерно 4 км, а базальтового слоя около 6 км. Полученные мощности слоев коры котловины подтверждаются данными сейсмических исследований.

Существует множество гипотез о механизме образования Черного моря, где время возникновения этого бассейна охватывает всю шкалу геохронологии от протерозоя, рифея и палеозоя до мезозоя и кайнозоя, включая неоген и антропоген [9, 24]. Наибольшее распространение получили, главным образом, три гипотезы, основанные на различных идеях: океанизации (базификации), реликтового бассейна, задугового рифтогенеза и спрединга.

В первой гипотезе рассматривается, по существу, механизм базификации континентального основания вследствие эклогитизации пород гранитного состава, причем возраст образования впадины относят к концу миоцена–плиоцену [15, 27, 29].

Согласно второй гипотезе, литосфера, подстилающая дно Черного моря, является останцом лова раннемезозойского океана Тетис [23].

Наконец, согласно третьей, на наш взгляд, наиболее приемлемой гипотезе, Черное море является задуговым бассейном, образованным в тылу Понтийской островной дуги в процессе рифтогенеза континентальной коры и спрединга [1]. Начало рифтогенеза датируется барремом–аптом [42] или альбом (120–110 млн лет) [28, 38]. Существует также вариант, в котором спрединг заменен прогибанием дна Черного моря вследствие термического охлаждения литосферы и осадко-накопления [7].

Таким образом, в целом вопрос образования и развития Черноморской впадины является дискуссионным. Особенно неясным остается возраст литосферы Западной и Восточной котловин Черного моря. Существующие модели предполагают либо разновременное образование котловин (Западной – в альбе–сеномане, Восточной – в позднем мелу или палеоцене–эоцене [40, 42]), либо одновременное – в позднем мелу [17], либо двухстадийное – в апте–альбе и палеоцене–эоцене [11]. Причем, согласно первой и третьей моделям, главной стадией раскрытия Восточной котловины является палеоцен–эоцен. Отсутствие репрезентативных данных о строении нижней части осадочного заполнения котловин сильно затрудняло решение этого спорного вопроса.

В прошлом делались попытки определить возраст литосферы Западной и Восточной котловин по величине теплового потока, исходя из представления об их спрединговом происхождении [6, 35]. Согласно этим оценкам, возраст Западной котловины составляет 130–95 млн лет, возраст Восточной котловины – 110 млн лет, а мощность литосферы в котловинах 80–90 км. По данным работы [8] возраст коры в Западной и Восточной котловине одинаков – 55 млн лет. Оценка возраста по кривой погружения дна в соответствии с геотермической моделью образования литосферы дала величину для всего Черноморского бассейна около 80 млн лет [9].

Учитывая первостепенную важность определения возраста литосферы Западной и Восточной котловин для понимания эволюции Черного моря и в то же время большой разброс оценок, мы выполнили анализ геолого-геофизических данных для рассматриваемого региона, полученных в последнее время. При этом прежде всего использовались данные репрезентативной сейсмической съемки дна Черного моря, осуществленной итальянскими исследователями [34]. Были также использованы новые результаты геолого-геофизической интерпретации сейсмических материалов российско-итальянских групп ученых [11, 21]. На основании этих материалов в работе [11] сделан вывод, что главная фаза раскрытия Западной и Восточной котловин относится либо к концу мела, либо к началу палеоцена. Такой вывод не согласуется с приведенной выше оценкой возраста котловин (130–95, 110, 55 млн. лет), сделанной по геотермическим данным. Для получения информации о мощности литосферы Черного моря и ее генезисе использовались сейсмологические данные о распределении мантийных землетрясений, главным образом, в пределах Понтийских структур, примыкающих с юга к Восточно-Черноморской котловине. Кроме того, учтены особенности строения литосферы акватории Черного моря по данным о дисперсии поверхностных волн на станциях Крыма и Кавказа при землетрясениях Средиземноморского региона [25]. Наконец, проведено сопоставление оценок мощности литосферы на основе геотермических данных для акватории Черного моря и его континентального обрамления с севера и северо-запада по данным наблюдений на длинных профилях ГСЗ, геотермии, магнитотеллурического зондирования и сейсмологии [26].

Особенностью подхода к интерпретации геотермических данных по акватории Черного моря в настоящей статье является более точный учет влияния осадочной толщи на тепловой поток согласно работе [34] и выделение его глубинной составляющей. Это позволяет более обоснованно подойти как к оценке возраста, так и мощности литосферы Черноморской впадины. В качестве контроля определений возраста использованы данные магнитной съемки из работы [28].

### ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ КОТЛОВИН ЧЕРНОГО МОРЯ

На рис. 1 представлена карта основных структур, теплового потока и мантийной сейсмичности региона Черного моря, построенная по данным, опубликованным в работах [2, 5, 18, 32–34].

Для Западной котловины имеется 18 определений теплового потока, а для Восточной – 17. Средние измеренные (фоновые) значения в кот-

ловинах составляют, соответственно,  $32 \pm 14$  и  $34 \pm 12$  мВт/м<sup>2</sup>, что примерно в 2 раза ниже среднепланетарного геотермического фона (60 мВт/м<sup>2</sup> и в 1.25 раза меньше, чем в глубоководных котловинах Мирового океана (40 мВт/м<sup>2</sup>). Учитывая большую мощность осадков в Западной и Восточной котловинах (в среднем 12 км [34]), следует вводить в фоновый тепловой поток поправку на скорость осадконакопления и контраст тепло- и температуропроводности осадочных пород.

Величина поправки может быть определена на основе учета мощности осадочной толщи котловины без уплотнения осадков под действием литостатического давления по уравнению (1) [6].

$$Z_l = \tilde{Z}_l - \frac{n_m}{\hat{K}} [e^{-\hat{K}(\tilde{Z}_n - \tilde{Z}_l)} - e^{-\hat{K}\tilde{Z}_n}] + \frac{n_m}{\hat{K}} (1 - e^{-\hat{K}\tilde{Z}_l}), \quad (1)$$

где  $Z_l$  – мощность нижнего слоя осадков без эффекта давления вышележащего слоя;  $\tilde{Z}_l$  – мощность нижнего слоя осадков;  $\tilde{Z}_n$  – мощность всей осадочной толщи;  $n_m$  – пористость осадков на дне;  $\hat{K}$  – параметр уплотнения осадков. Уравнение (1) решается методом итераций.

При расчете была использована хронологическая шкала мощностей осадочных горизонтов Западной и Восточной котловин, составленная по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [34]. Согласно этим данным, для палеоцено-олигоценовой толщи осадков котловин  $\tilde{Z}_l = 8$  км и для всего осадочного чехла  $\tilde{Z}_n = 12$  км при известных параметрах  $n_m = 0.6$  и  $\hat{K} = 0.45$  км<sup>-1</sup> [6] получим  $Z_l = 11$  км.

Для введения коррекции на осадконакопление в фоновый тепловой поток котловины нами применялась методика, изложенная в работе [4]. С этой целью определялись параметры

$$P = \frac{H}{2\sqrt{a_2 t}}; \quad S = \frac{\lambda_2 \sqrt{a_1}}{\lambda_1 \sqrt{a_2}},$$

где  $H$  – мощность осадочного слоя;  $\lambda_1$  и  $a_1$  – коэффициенты теплопроводности и температуропроводности осадочных пород подстилающего основания;  $\lambda_2$  и  $a_2$  – коэффициенты теплопроводности и температуропроводности пород верхнего слоя осадков;  $t$  – возраст осадков.

Мощности осадочных горизонтов Западной и Восточной котловин при расчетах были взяты из работы [34], коэффициенты теплопроводности  $\lambda$ , температуропроводности  $a$  и радиоактивной теплогенерации  $\sigma$  – из работ [24, 36, 37]. По найденным параметрам  $P$  и  $S$  определялся тепловой поток  $q_0$ , скорректированный на осадконакопление. Результаты расчетов приведены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1. Тепловой поток Западной котловины Черного моря

Горизонт	$H$	$q_n$	$\lambda$	$a$	$P$	$S$	$K$	$\sigma$	$q_0$
Четвертичный	1	32	1.1	2	0.14	1.12	1.27	0.85	40
Плиоценовый	1	40	1.2	3	0.10	1.15	1.17	1.0	46
Миоценовый	2	46	1.3	4.5	0.06	1.0	1.05	1.15	46
Олигоценпалеоценовый	8	46	1.6	6.5	0.19	0.67	1.55	1.55	60

Примечание.  $H$  – мощность осадков, км;  $q_n$  – измеренный тепловой поток, мВт/м<sup>2</sup>;  $\lambda$  – теплопроводность, Вт/м К;  $a$  – температуропроводность, 10<sup>-7</sup> м<sup>2</sup>/с;  $P$ ,  $S$  – параметры коррекции теплового потока на осадконакопление;  $K$  – коэффициент коррекции;  $\sigma$  – радиоактивная теплогенерация, 10<sup>-6</sup> Вт/м<sup>3</sup>;  $q_0$  – исправленный тепловой поток, мВт/м<sup>2</sup>. При расчетах использовались: для базальта  $\lambda = 2.9$  Вт/м К;  $a = 7 \times 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с; для гранита  $\lambda = 2.5$  Вт/м К;  $a = 5 \times 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с.

Таблица 2. Тепловой поток Восточной котловины Черного моря

Горизонт	$H$	$q_n$	$\lambda$	$a$	$P$	$S$	$K$	$\sigma$	$q_0$
Четвертичный	0.5	34	1.1	2	0.07	1.12	1.11	0.85	38
Плиоценовый	0.7	38	1.2	3	0.07	1.12	1.11	1.0	41
Миоценовый	3	41	1.3	4.5	0.09	1.0	1.19	1.15	46
Олигоценпалеоценовый	8	46	1.6	6.5	0.17	0.6	1.7	1.55	67

Примечание. См. примечания к таблице 1.

Тепловой поток Западной котловины, скорректированный на осадконакопление [4], составляет 60 мВт/м<sup>2</sup> и соответствует глубинному (из мантии и фундамента) тепловому потоку.

По результатам сейсмических исследований литосфера Западной котловины образовалась вследствие спрединга и ее возраст оценивается концом мела–началом палеоцена [16, 34, 39]. Поэтому, используя полученное выше значение теплового потока, можно выполнить оценку возраста литосферы котловины, применив выражение, которое является решением уравнения теплопроводности для геотермической модели образования в процессе спрединга океанического дна [30, 31].

$$t = \frac{\lambda^2 T_a^2}{\pi a q^2} = 23.2 \times 10^4 / q^2, \quad (2)$$

где  $t$  – возраст литосферы, млн. лет;  $\lambda = 3.2$  Вт/м К – коэффициент теплопроводности вещества литосферы;  $T_a = 1350^\circ\text{C}$  – температура ликвидуса вещества астеносферы;  $a = 7.8 \times 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с – коэффициент температуропроводности вещества мантии;  $q$  – мВт/м<sup>2</sup> – глубинный тепловой поток.

Из уравнения (2) следует, что для глубинного теплового потока 60 мВт/м<sup>2</sup> возраст литосферы Западной котловины Черного моря составит около 64 млн. лет. Принимая во внимание погрешность определения возраста океанического дна по геотермическим данным ( $\pm 10\%$ ), временем образования этой котловины следует считать при-

мерно 70–60 млн. лет (конец мела–начало палеоцена).

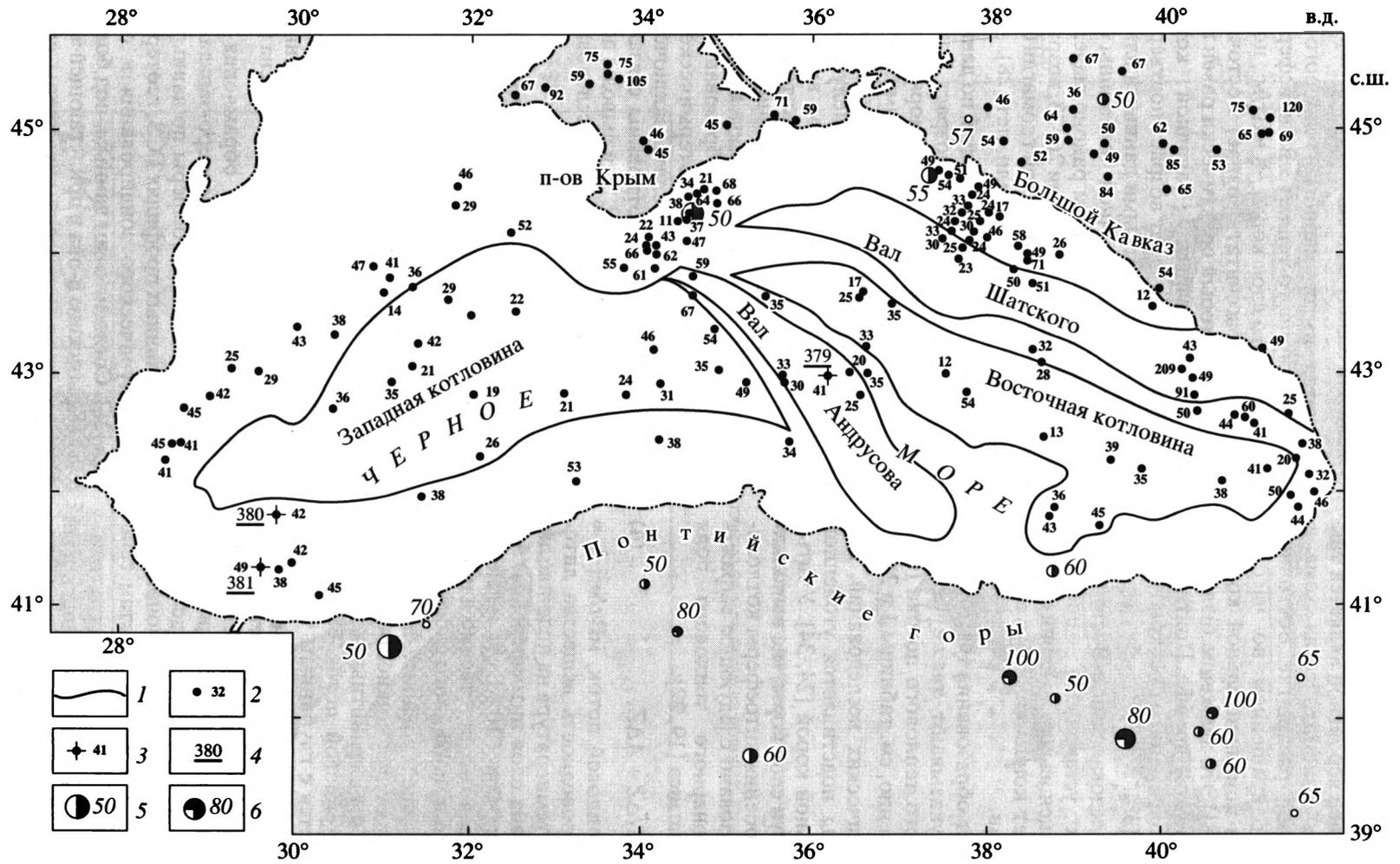
Таким образом, определенный по данным теплового потока возраст литосферы Западной котловины согласуется с возрастом, определенным по сейсмическим данным, что указывает на спрединговый характер образования дна. В целом, палеоцен-эоценовый осадочный комплекс в котловине залегает на базальтовом основании [34]. Это позволяет выполнить оценку мощности литосферы Западной котловины по соотношению, устанавливающему связь между мощностью океанической литосферы и временем ее остывания [41].

$$H_l = (T_s/T_a) \sqrt{\pi a t} = 1.6 \times 10^{-3} \sqrt{a t} = 7.8 \sqrt{t}, \quad (3)$$

где  $H_l$  – мощность литосферы, км;  $T_s/T_a = 1200/1350^\circ\text{C}$  – отношение температур солидуса и ликвидуса базальтов мантии;  $a = 7.8 \times 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с – температуропроводность вещества литосферы;  $t$  – млн. лет – возраст литосферы.

Подставляя в уравнение (3) возраст котловины, определенный по данным теплового потока (64 млн. лет), получим мощность литосферы, равную 62 км, а с учетом интервала времени образования дна она составляет 60–65 км. Это значение согласуется с известными представлениями о мощности океанической литосферы раннекайнозойского возраста [43].

Существует мнение, что раскрытие Восточной котловины Черного моря произошло вследствие вращения вала Шатского против часовой стрелки [40]. Вращение вала Шатского против часовой стрелки в палеоцене маловероятно, поскольку



**Рис. 1.** Карта основных структур, теплового потока и мантийной сейсмичности региона Черного моря.

1 – границы геологических структур; 2 – точки измерения плотности теплового потока (в мВт/м<sup>2</sup>); 3 – то же в скважинах глубоководного бурения; 4 – номера скважин глубоководного бурения; 5, 6 – глубины очагов мантийных землетрясений: 5 – 50–75 км, 6 – 75–100 км.

признаков субдукции или сокращения (складчатости) на Кавказе в это время не было [12].

Восточная котловина заметно сужается к северо-западу, а Западная – к юго-востоку. Поэтому предполагают, что более вероятной является так называемая “афарская” кинематическая схема, в соответствии с которой раскрытие Восточной котловины связано с вращением по часовой стрелке узкого блока континентальной коры – вала Андрусова [10, 28]. Это движение было возможно только при южном дрейфе Понтийской островной дуги с одновременным раскрытием и Западной котловины [38].

Сейсмическими исследованиями в Восточной и Западной котловинах установлена одинаковая мощность палеоцен-эоценовых отложений (2–3 км) [34], что поддерживает концепцию синхронного генезиса этих котловин.

На близкий возраст образования Восточной и Западной котловин указывают также близкие значения их глубинного теплового потока (67 и 60 мВт/м<sup>2</sup>, соответственно, см. таблицы 1 и 2).

По данным сейсмических исследований, дно Восточной котловины подстилается утоненной ( $\beta \approx 3$ )<sup>1</sup> континентальной корой [24, 34]. Учитывая наличие гранитного слоя коры, мы выполнили моделирование строения литосферы котловины. При этом использовано следующее выражение (4) для стационарного теплового поля континентального генезиса [19, 22]:

$$q = \lambda \Delta T / \Delta Z + A \Delta Z, \quad (4)$$

где  $q$  – глубинный тепловой поток, мВт/м<sup>2</sup>;  $\lambda = 3.2$  Вт/м К, теплопроводность вещества литосферы;  $\Delta T = 1200^\circ\text{C}$  – температура на подошве литосферы;  $\Delta Z$  – толщина слоя литосферы, м;  $A = 1.5 \times 10^{-6}$ ,  $0.46 \times 10^{-6}$  и  $0.008 \times 10^{-6}$  Вт/м<sup>3</sup> – генерация радиогенного тепла соответственно для гранитного, базальтового и мантийного слоев.

Как показывает моделирование, литосфера Восточной котловины общей мощностью 66 км, с базальтовым слоем 6 км и гранитным слоем 4 км создает суммарный тепловой поток 68 мВт/м<sup>2</sup>. Это хорошо согласуется с глубинным тепловым потоком 67 мВт/м<sup>2</sup>, определенным выше по сейсмическим и геотермическим данным, что указывает на реальность данной модели строения литосферы. Полученные в результате моделирования мощности базальтового и гранитного слоев коры котловины близки к усредненным мощностям этих слоев, определенным по результатам сейсмических исследований [24, 34].

По сейсмическим данным палеоцен-эоценовый комплекс в Восточной котловине залегает на рифтогенных структурах – системе наклонных сбросовых блоков и, таким образом, является пострифто-

вым (рис. 2) [34]. Рифтогенез не мог быть существенно оторван во времени от начала накопления данного комплекса. Это указывает на то, что главная фаза образования котловины относится к концу мела или началу палеоцена [11, 34, 42].

Вычитая из суммарного теплового потока вклад радиогенного тепла всей литосферы с учетом гранитного слоя коры,  $\sim 8$  мВт/м<sup>2</sup>, по формуле (2) можно рассчитать возраст Восточной котловины [3], который практически равен полученному выше возрасту Западной котловины (ранний палеоцен). Этот возраст подтверждается независимыми магнитными данными для северо-восточной части Восточной котловины (граница с валом Шатского). В этом районе выделены линейные магнитные аномалии 26–23, возраст которых в соответствии со шкалой геомагнитной хронологии составляет 64–62 млн. лет [28].

Таким образом, определенный по данным теплового потока одинаковый возраст Западной и Восточной котловин Черного моря хорошо согласуется с сейсмическими данными. Это позволяет сделать заключение о синхронности образования их литосферы в позднем мелу–раннем палеоцене (рис. 3) [11]. При этом выполненный выше анализ данных теплового потока указывает, что генезис литосферы Западной котловины обусловлен процессами спрединга в соответствии с геотермической моделью образования океанического дна. Результаты геотермического моделирования позволяют сделать заключение, что раскрытие Восточной котловины связано с процессами рифтогенеза [13]. Эти выводы подтверждаются данными сейсмических исследований.

#### СОПОСТАВЛЕНИЕ ОЦЕНОК МОЩНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ СПОСОБОМ С ОЦЕНКАМИ ПО ДРУГИМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Черноморский бассейн отделен от Большекавказского бассейна валом Шатского – коровым блоком (микроконтинентом), отколовшимся от Понтийской дуги, скорее всего, в палеоцене. Большекавказский бассейн образовался в ранней юре и существовал вплоть до конца палеоцена [38].

Для континентального обрамления впадины Черного моря с севера и северо-запада имеются оценки мощности литосферы по данным наблюдений на длинных профилях ГСЗ, геотермии, магнитотеллурического зондирования и сейсмологии [26]. Согласно этим данным, под большей частью Крымского п-ова и прилегающей акватории Черного моря мощность литосферы составляет 100–150 км (меньшая мощность соответствует северо-западной части Крыма). Под юго-западным флангом Восточно-Европейской платформы мощность литосферы возрастает до 250 км,

<sup>1</sup>  $\beta$  – коэффициент утонения коры.

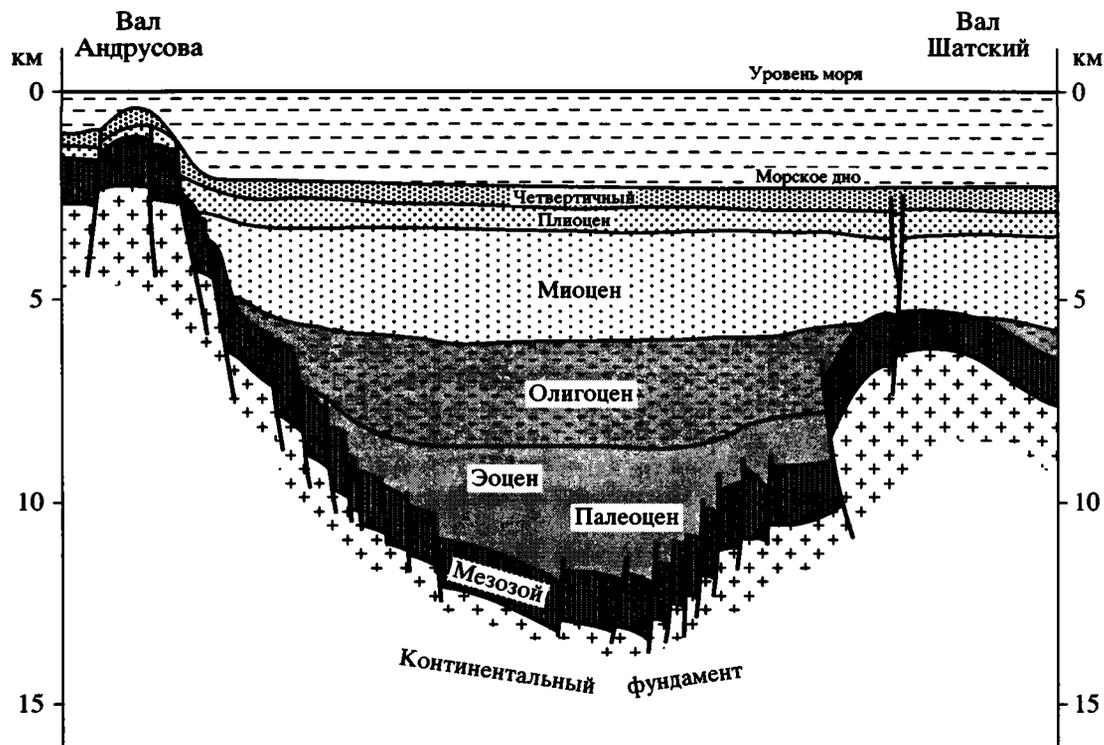


Рис. 2. Сейсмический профиль, пересекающий в северо-восточном направлении южную часть вала Андрусова, Восточную котловину и вал Шатского. Палеоцен-эоценовый осадочный комплекс залегает несогласно на мезозойских породах.

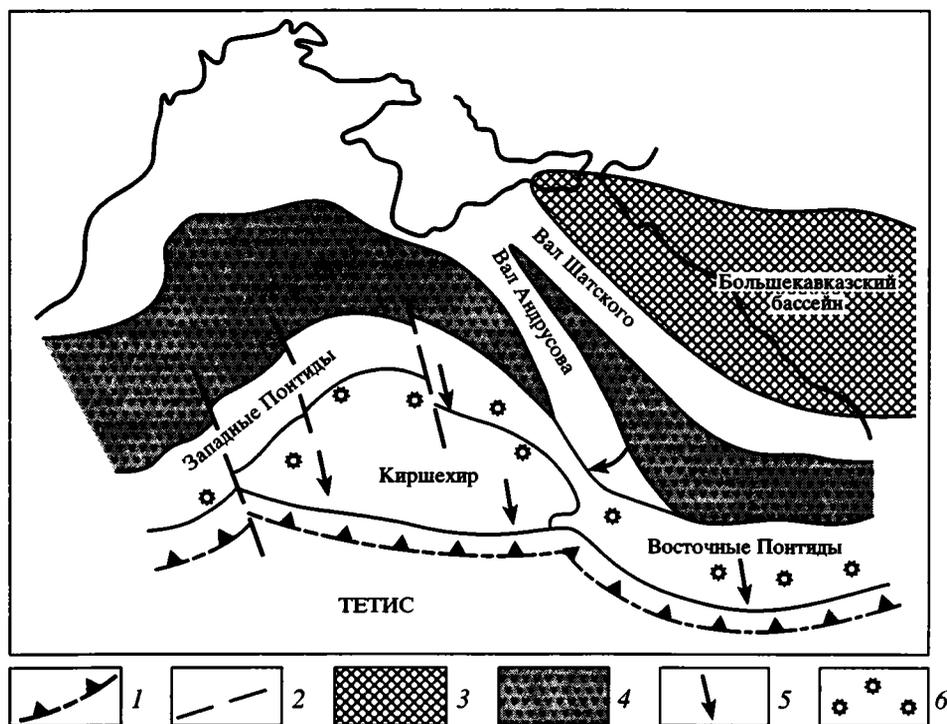


Рис. 3. Палеогеодинамическая реконструкция палеоценового возраста. 1 – зона субдукции; 2 – поперечные разломы; 3 – раннемезозойский и 4 – палеоценовый задуговые бассейны; 5 – направление движения блоков относительно Евразии; 6 – вулканическая дуга.

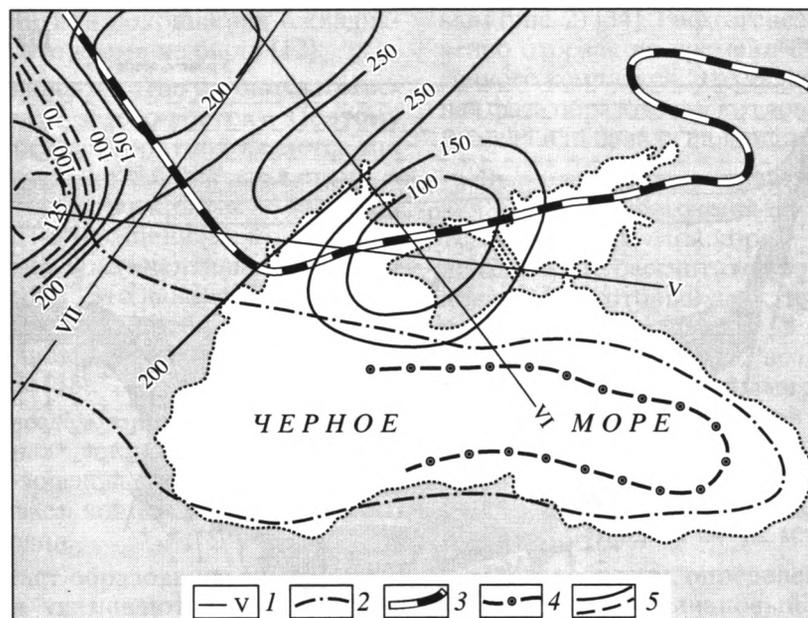


Рис. 4. Схема мощности литосферы региона Черного моря.

1 – региональные профили ГСЗ; 2 – граница области пониженной мощности земной коры под акваторией Черного моря; 3 – граница Восточно-Европейской платформы; 4, 5 – мощность литосферы: 4 – (60–70 км), по [25], 5 – по [26], км.

уменьшаясь в районе Вранча до 70–100 или 70–120 км. В то же время мощность земной коры под акваторией Черного моря понижена, см. рис. 4.

В нашем случае имеется возможность произвести оценки мощности литосферы по геотермическим данным для пунктов акватории Черного моря у южного побережья Крыма и у Анапы, а также для Кубани (район Краснодар), соответствующих эпицентрам мантийных землетрясений Северо-Западного Кавказа (Кубанское 1926 г.,  $M = 5.4$ ;  $H = 50$  км, Анапское 1966 г.,  $M = 5.8$ ;  $H = 55$  км) и Южного Крыма (афтершок Крымского землетрясения 1927 г. с  $M = 5.8$  и  $H = 50$  км [18]). За основу расчета приняты величины теплового потока, приведенные на рис. 1 и данные о структуре земной коры из работ [14, 25]. В принципе

выбор расчетных точек для оценки мощности литосферы произвольный, однако представляло интерес определение этой мощности именно в пунктах возникновения мантийных землетрясений, чтобы выяснить положение их очагов в литосфере. Исходные данные и вычисленная мощность литосферы приведены в табл. 3.

Мощность литосферы в таблице 3 рассчитывалась по соотношению (4). При расчете использовались региональные фоновые значения теплового потока  $\sim 50$  мВт/м<sup>2</sup> для Анапского и Крымского землетрясений и  $\sim 60$  мВт/м<sup>2</sup> для Кубанского землетрясения; генерация радиогенного тепла осадков  $1.4 \times 10^{-6}$  Вт/м<sup>3</sup>.

Из табл. 3 следует, что оценки мощности литосферы по геотермическим данным для Северо-

Таблица 3. Оценки мощности литосферы по геотермическим данным

Район	Структура земной коры			Мощность литосферы, км, по данным		Параметры землетрясения				Название землетрясения и дата
	Осадки $h$ , км	Гранит $h$ , км	Базальт $h$ , км	Геотермии	ГСЗ	$\gamma^\circ$ , С с.ш.	$\lambda^\circ$ , В в.д.	$H$ , км	$M$	
СЗ-ый Кавказ	6	13	20	175	>150	45.3	39.3	50	5.4	Кубанское, 19.04.1926 г.
СЗ-ый Кавказ	3	9	19	148	150	44.3	34.3	55	5.8	Анапское, 12.07.1966 г.
Крым	8	10	19	153	>150	44.7	37.3	50	5.8	Афтершок Крымского, 11.09.1927 г.

Примечание. положения эпицентров мантийных землетрясений приведены на рис. 1.  $\gamma^\circ$  – широта географическая;  $\lambda^\circ$  – долгота;  $H$  – глубина очага;  $M$  – магнитуда;  $h$  – мощность.

Западного Кавказа весьма близки к таковым, а для южного побережья Крыма и совпадают с независимыми оценками по ГСЗ из работы [26]. Принимая во внимание погрешность оценки мощности литосферы по геотермическому методу ( $\pm 10\%$ ), согласованность результатов можно считать хорошей. Судя по приведенным выше глубинам очагов землетрясений, они должны располагаться в верхних слоях литосферы.

На рис. 1 показаны также эпицентры мантийных землетрясений в Понтийских структурах Северной Турции по данным каталога Международного сейсмологического центра. Из рис. 1 следует, что большинство мантийных землетрясений с глубинами очагов 50–100 км сосредоточено в пределах Восточных Понтидов. Отчасти такую ситуацию можно объяснить фактором близости этого региона к региональным сейсмостанциям Кавказа. Известно, что изучение сейсмичности Турции началось только после катастрофического Эрзинджанского землетрясения 1939 г. ( $M = 8$ ;  $I_0^2 = 10\text{--}11$  баллов), а развитие сети – примерно с 1960 г. В середине 60-х гг. XX в. на территории Турции работали всего 3 сейсмостанции: к северо-востоку от Анкары, в районе Измита и на северо-западе страны [20]. По имеющимся данным, в период после 1939 г. в пределах Западных Понтидов возникло единственное мантийное землетрясение (1957 г.,  $M = 5.8$ ;  $H = 50$  км) [20].

Ввиду отсутствия данных по тепловому потоку и структуре земной коры для Северной Турции оценка мощности литосферы геотермическим способом для Понтийских структур невозможна. По сейсмологическим данным можно только приблизительно судить о возможной мощности литосферы. Так, для Восточных Понтидов, основываясь на максимальной глубине очагов мантийных землетрясений, литосфера не должна быть тоньше 100 км. Вместе с тем, тенденцию к уменьшению глубин очагов мантийных землетрясений в сторону южного побережья Черного моря можно рассматривать как указание на уменьшение мощности литосферы под котловиной Черного моря.

Более определенную информацию о пониженной мощности литосферы под акваторией Черного моря дают результаты анализа записей прямых и отраженных поверхностных волн от глубинной границы при землетрясениях Средиземноморского региона на станциях сейсмостанциях Крыма, а также станциях Анапа и Сочи. В работе [25], на основе определений максимальной длины прямых и отраженных поверхностных волн и изучения дисперсии их скоростей под восточной частью Черного моря, показано, что отражающая граница залегает на глубине 60–70 км. С учетом определений мощности литосферы по геотермическим данным (60–65 км, как показано выше),

положение границы совпадает с подошвой литосферы по геотермии. Контуры этой отражающей границы согласно работе [25] субпараллельны границе, разделяющей области с пониженной и повышенной мощностью земной коры [26], и смещены в глубь акватории на величину от 30–40 до 70 км (см. рис. 4). Принимая во внимание эти данные, следует ожидать резкого отрицательного градиента мощности литосферы к югу от Крыма (примерно 1.0–1.6 км/км).

В заключение раздела необходимо подчеркнуть, что информация по мантийной сейсмичности в обрамлении Черного моря, используемая в настоящей работе, имеет фундаментальное значение и играет двоякую роль. Во-первых, принимая во внимание большую инерционность тектонических процессов, можно считать, что “дуговая” предыстория Понтийских структур должна оказывать влияние и на развитие современных процессов (наиболее существенный аспект). Одним из видов проявления этих процессов должна быть реликтовая мантийная сейсмичность. Этот фактор более сильно выражен в области Восточных Понтидов, в то время как единичные мантийные землетрясения в Западных Понтидах, Южном Крыму и на Северо-Западном Кавказе в значительно меньшей степени отражают тектоническую предысторию этих регионов. Во-вторых, наибольшие глубины очагов мантийных землетрясений дают представление о возможной мощности литосферы, поскольку в пределах астеносферы отсутствуют условия для возникновения хрупких деформаций вследствие преимущественно пластической релаксации накапливаемых тектонических напряжений. Это заключение в какой-то мере применимо к Восточным Понтидам и мало существенно для других регионов в обрамлении Черного моря.

Таким образом, использование сейсмологической информации (мантийная сейсмичность) позволило подтвердить, с одной стороны, геологические предположения о “дуговой” предыстории Понтидов (в меньшей степени для других регионов, активных в древней тектонической истории). С другой стороны, сейсмологические данные (отражение и дисперсия скоростей поверхностных волн) явились независимым подтверждением заключения о пониженной мощности литосферы под акваторией Черного моря (до 70 км), полученного на основе геотермических расчетов.

## ВЫВОДЫ

1. По данным теплового потока выполнена оценка возраста литосферы Западной и Восточной котловин Черного моря (70–60 млн. лет). Эта оценка хорошо согласуется с установленным по сейсмическим данным временем (конец мела – начало палеоцена) генезиса котловин в результа-

<sup>2</sup>  $I_0$  – интенсивность сотрясений в эпицентре.

те раскрытия задугового бассейна в тылу Понтийской островной дуги. Дуговая предыстория Понтида подтверждается существованием мантийной сейсмичности, наиболее активной в пределах Восточных Понтидов.

2. Близкий возраст литосферы котловин, установленный по геотермическим данным, поддерживает концепцию одновременности их образования вследствие вращения по часовой стрелке вала Андрусова.

3. Рассчитанная по данным теплового потока мощность литосферы Западной и Восточной котловин (60–65 км) соответствует мощности океанической литосферы раннекайнозойского времени. Этот вывод подтверждается данными о дисперсии скоростей поверхностных волн на трассах от землетрясений Средиземноморского региона к сейсмостанциям Крыма и Западного Кавказа (Анапа, Сочи). Согласно этим данным, под северной и южной частями акватории Черного моря выделяется отражающая граница на глубине 60–70 км, ориентированная параллельно побережьям. Эту границу можно рассматривать как подошву литосферы под Черным морем, поскольку глубина ее залегания согласуется с геотермическими оценками мощности литосферы.

4. Анализ данных теплового потока по акватории Черного моря позволяет сделать вывод об океаническом типе коры, подстилающей дно Западной котловины. Результаты геотермического моделирования строения литосферы Восточной котловины указывают, что, кроме базальтового слоя мощностью 6 км, здесь присутствует утоненный гранитный слой, мощность которого может достигать 4 км. Определенные мощности базальтового и гранитного слоев коры согласуются с оценками, сделанными по материалам глубинного сейсмического зондирования.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере Кавказа // Геотектоника. 1974. № 4. С. 88–103.
2. Артеменко В.И., Корсаков О.Д., Смирнова Л.Н. Детальные геотермические исследования на континентальном склоне западно-кавказского района Черного моря // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 3. С. 92–97.
3. Вержбицкий Е.В. Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. М.: Наука, 1996. 132 с.
4. Гольмшток А.Я. О влиянии осадконакопления на глубинный тепловой поток // Океанология. 1979. Т. 19. Вып. 6. С. 1133–1138.
5. Гольмшток А.Я., Золотарев В.Г. Глубинный тепловой поток Черноморской впадины // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 4. С. 956–959.
6. Гольмшток А.Я., Хахалев Е.М. Оценка возраста Черноморской впадины и ее эволюция. История океана Тетис // М.: ИО АН СССР, 1987. С. 116–138.
7. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 2. С. 5–36.
8. Золотарев В.Г. Тепловой поток в различных геодинамических условиях на примере Красноморско-Аденского региона, Африкано-Сицилийского порога и Черного моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИО АН СССР, 1986. 24 с.
9. Зоненшайн Л.П., Ле Пишон К. Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей – остатки мезозойских тыловых бассейнов. История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 74–93.
10. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.
11. Казьмин В.Г., Шрейдер А.А., Финетти И., Мелихов В.Р., Булычев А.А., Гилюд Д.А., Андреева О.И., Шрейдер Ал.Ан. Ранние стадии развития Черного моря по сейсмическим данным // Геотектоника. 2000. № 1. С. 46–60.
12. Копн М.Л., Щерба И.Г. Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 12. С. 29–50.
13. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
14. Маловицкий Я.П., Непрочнов Ю.П. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины. Строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1966. С. 5–16.
15. Муратов М.В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного // Геотектоника. 1972. № 5. С. 22–41.
16. Непрочнов Ю.П. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35. Вып. 4. С. 30–35.
17. Никишин А.М., Коротаев М.В. История формирования Черноморской впадины // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Матер. XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 360–363.
18. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
19. Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника. 1968. № 4. С. 3.
20. Полякова Т.П. Сейсмичность центральной части Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1985. 160 с.
21. Пояснительная записка к альбому структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины / Ред. Туголесов Д.А. Геленджик: ГП НИПИ Океангеофизика, 1993. 71 с.
22. Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР. М.: ГИН АН СССР, ГУГК, 1980. 150 с.
23. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.

24. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря / Отв. ред. В.В. Белоусов, В.С. Вольвовский. М.: Наука, 1989. 208 с.
25. Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1983. 124 с.
26. Чекунов А.В., Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В. и др. Глубинное строение литосферы Центральной и Юго-Восточной Европы. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ, 1993. Вып. 1. С. 152–161.
27. Шлезингер А.В. Структура осадочного чехла Черноморского бассейна // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 237–262.
28. Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Лыгин В.А. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // Геотектоника. 1977. № 1. С. 59–70.
29. Янишин А.Л., Басеняц Ш.А., Пилипенко А.И., Шлезингер А.Е. Новые данные о времени образования глубоководной Черноморской впадины // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 1. С. 223–227.
30. Carlson R.L., Johnson H.P. On modeling the thermal evolution of the oceanic upper mantle: An assessment of the cooling plate model // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № B2. P. 3201–3214.
31. Davies E.E., Lister C.R.B. Fundamentals of ridge crest topography // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 21. P. 405–413.
32. Erickson A., Simmons G. Environmental and Geophysical interpretation of heat flow measurements in Black Sea // Geol. Chem. and Biol. Tulsa: Okla. 1974. С. 50–62.
33. Erickson A.J., Von Herzen R.P. Downhole temperature measurements and heat flow data in the Black Sea // Init. report DSDP. Washington, 1978, Vol. 42. Part 2. P. 1085–1103.
34. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z. Geophysical study of the Black Sea // Bull. Geofisica. Teor. Ed. Appl. 1988. Vol. 30. № 117–118. P. 197–324.
35. Golmshtok A.Y., Zonenshain L.P., Terekhov A.A., Shainurov R.V. Age, thermal evolution and history of the Black Sea Basin based on heat flow and multichannel refraction data // Tectonophysics. 1992. Vol. 210. P. 273–293.
36. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1978. Vol. 42. Part 1. 1249 p.
37. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1978. Vol. 42. Part 2. 1244 p.
38. Kazmin V. Mesozoic to Cenozoic history of the back-arc basins in the Black Sea-Caucasus region // CASP Rep. № 656. Cambridge, 1997. 41 p.
39. Neprochnov Yu.P., Neprochnova A.F., Mirlin E.E. Deep structure of the Black Sea basin / Eds. E.T. Degens, D.A. Ross // The Black Sea geology, chemistry and biology. Tulsa: Am. Assoc. Petr. Geol. 1974. P. 35–49.
40. Okay A.I., Sengor A.M.C., Gorur N. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // Geology. 1994. Vol. 22. P. 267–270.
41. Parker R.L., Oldenburg D.W. Thermal model of ocean ridges // Nature. Phys. Sci. 1973. Vol. 242. P. 137–139.
42. Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L. Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. Vol. 13. № 2. P. 195–223.
43. Yoshii T. Regionality of group velocities of Rayleigh waves and thickness of the plate // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 25. P. 305–312.

Рецензент: Ю.Г. Леонов

## Age and Thickness of the Lithosphere in the Black Sea Region

E. V. Verzhbitskii, I. P. Kuzin, and L. I. Lobkovskii

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117851 Russia*

**Abstract**—The age of the Western and Eastern basins of the Black Sea was estimated on the basis of heat flow data. The estimated age (70–60 Ma) is in good accordance with the opening date of the Black Sea as determined by seismic and magnetic data. During this time, the Black Sea was formed due to the opening of back-arc basins at the rear side of the ancient Pontide island arc. The existence of this arc is confirmed by extremely high mantle seismicity in the eastern Pontide Mountains. The nearly synchronous inception of the Western and Eastern basins supports the hypothesis of their simultaneous genesis as a result of the clockwise rotation of the Andrusov arch. The lithospheric thickness of these basins (60–65 km) as determined from geothermal data corresponds to the thickness of the Early Cenozoic oceanic lithosphere. This estimate is confirmed by the data on the velocity dispersion of surface waves that propagate from earthquake foci in the Mediterranean to seismic stations in the Crimea and western Caucasus. Seismic and geothermal data suggest that seafloor in the Western basin is underlain by oceanic crust, while the seafloor in the Eastern basin rests on thinned continental crust. Geothermal modeling indicates that the thickness of the granitic layer in the Eastern basin is about 4 km, and that of the basaltic layer is approximately 6 km. Crustal layer thickness estimates for this basin are confirmed by seismic data.

## 40-ЛЕТИЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

Четыре десятилетия назад, более точно – 14 ноября 1963 г. вышло постановление бюро Отделения геолого-географических наук АН СССР, возглавлявшегося тогда академиком А.П. Виноградовым, об учреждении при Отделении Тектонического комитета с целью содействия дальнейшему развитию тектонических исследований. Его основные задачи были следующими: координация проводимых в стране работ в области тектоники, создание лучших условий для взаимной информации геологов-тектонистов, ориентация геологических кругов в отношении наиболее актуальных направлений тектонических исследований.

В то время в Советском Союзе были две основных противостоящих в смысле научного кредо тектонических школы: Н.С. Шатского (Геологический институт АН СССР) и В.В. Белоусова (Институт физики Земли АН СССР). Практические действия в отношении создания комитета осуществляла первая из них, причем значительную часть немалых в таких случаях хлопот взял на себя академик А.Л. Яншин. Встал вопрос о председателе комитета. Блестящих тектонистов тогда было немало, но следовало найти такую кандидатуру, которая имела бы авторитет среди всего нашего тектонического сообщества. Выбор пал на члена-корреспондента АН СССР, профессора Московского геолого-разведочного института Михаила Владимировича Муратова.

М.В. Муратов обладал обширнейшими знаниями не только в области тектоники, но и геологии вообще. Он был необычайно творчески активным ученым, и именно по этой линии его широко знали, уважали и ценили не только во всех районах огромной страны, но и во всем мире.

В первый состав бюро Тектонического комитета вошли: Н.А. Белявский, А.А. Богданов и А.Л. Яншин – заместители председателя, А.Л. Книппер – ученый секретарь, а также В.В. Белоусов, Ю.А. Косыгин, П.Н. Кропоткин, Ю.А. Мещеряков, А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровский, В.И. Смирнов, Т.Н. Спизарский, В.Е. Хаин, Ю.М. Шейнманн и Н.А. Штрейс. Они представляли широкий круг организаций: институты Академии наук, Московский университет, Министерство геологии и охраны недр, Министерство высшего образования. Первое заседание комитета состоялось в мае 1964 г. На нем обсуждались цели и задачи комитета, его структура и неординарный вопрос, оказавший исключительно важное влия-

ние на судьбы отечественной тектоники, – издание журнала “Геотектоника”. Через 10 лет, 3 мая 1973 г. Президиум АН СССР вынес постановление о преобразовании Тектонического комитета в Межведомственный тектонический комитет. При этом одной из целей этой новой структуры должно было быть усиление связи научных и производственных организаций, ведущих тектонические исследования или заинтересованных в таких исследованиях. Председательство комитета сохранилось за М.В. Муратовым, и он оставался в этой роли до своего ухода из жизни в 1982 г. На смену ему пришел автор этих строк, тогда член-корреспондент, назначенный 23 декабря 1982 г.. Мне пришлось работать до 25 марта 1988 г., когда согласно установленному порядку в отношении возрастного ценза я должен был оставить эту работу, за которую постановлением бюро Отделения был титулован почетным председателем комитета. На смену пришел работавший много десятилетий в Геологическом институте Академии наук СССР академик АН Белоруссии, видный тектонист Р.Г. Гарецкий. В 1977 г. Р.Г. Гарецкий стал директором Института геохимии и геофизики АН БССР, и соответственно, когда Советский Союз распался, он оказался за рубежом. С 1993 г. и поныне председателем комитета является академик Ю.Г. Леонов.

В советский период комитет вел активную работу в разных направлениях. Очень важным разделом была организация и проведение ежегодных Всесоюзных тектонических совещаний, но сессии и заседания проводились также и в течение года. Тематика всех мероприятий вырабатывалась бюро комитета после разностороннего обсуждения. Всесоюзные совещания, как и теперь, проводились в стенах Московского университета в течение 3–4 дней. Председатель комитета выступал либо с развернутым вступительным словом, либо с первым докладом. В этот период совещания были только пленарными. После общей дискуссии принималось обстоятельное решение, оценивающее и направляющее исследования в той или иной области тектоники. Почти по всем совещаниям издавались труды, содержащие развернутые тексты докладов. На других заседаниях обсуждались менее широкие научные темы, терминологические вопросы, но главным образом тектонические карты, составлявшиеся в ту эпоху в большом числе в разных организациях. На пери-

од 1981–1985 гг. составлялся общесоюзный координационный план тектонических исследований.

При комитете существовало 7 активно работающих региональных подразделений, 3 тематических секции: по геологическим формациям, экспериментальной тектонике и структурной геологии и неотектонике.

В связи с переменами в общественном устройстве России произошли изменения и в деятельности Межведомственного тектонического комитета. Однако самое главное, что этот комитет сохранился, несмотря на постоянные реформации в этой сфере в Академии наук.

В последнее время деятельность комитета свелась к ежегодному проведению Всероссийских тектонических совещаний. Других мероприятий он не проводит. В некоторых регионах, например в Сибири, существуют местные тектонические комитеты, но они к Межведомственному комитету отношения не имеют. Однако в Межведомственном комитете сохранились 2 тематических секции: экспериментальной тектоники и структурной геологии (председатель доктор геол.-мин. наук А.В. Лукьянов) и неотектоники (председатель доктор геол.-мин. наук В.Г. Трифонов).

Проведение всероссийских тектонических совещаний, собирающих большую аудиторию, в высшей степени полезное мероприятие. В последние годы руководство комитета получает сотни заявок со всех концов страны на участие в совещаниях. С 1995 г. проводятся уже не только пленарные, но и секционные заседания. В среднем работает 6 секций. Большая масса докладов демонстрируется на стендах. К каждому заседанию издается два больших тома тезисов, обычно занимающих 4 страницы текста. Эту огромную работу выполняет главным образом ученый секретарь комитета канд. геол.-мин. наук Ю.В. Карякин. (Раньше тезисы печатались в форме, аналогичной авторефератам диссертаций, 40–80 с.).

За последние 12 лет состоялось 12 Всесоюзных совещаний, а за 40 лет их проведено 36. Тематика совещаний с 1992 г. следующая: Тектоника и магматизм современных и древних океанов (1992), Тектоника платформ: современные данные и идеи (1993), Тектоника и метаморфизм (1994), Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии (1995), Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов (1996), Тектоника Азии (1997), Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты (1998), Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма (1999), Общие вопросы тектоники. Тектоника России (2000), Тектоника неогена: общие и

региональные аспекты (2001), Тектоника и геофизика литосферы (2002), Тектоника и геодинамика континентальной литосферы (2003). Заметно укрупнение проблематики с течением времени. Однако это не означает, что путь к региональным тектоническим исследованиям закрыт. Более того, они, как и раньше, занимают в программе главное место, что чрезвычайно ценно. Цифры таковы: в 2002 г. было сделано 20 пленарных докладов и 55 секционных, т.е. фактически региональных; в 2003 г. – 25 пленарных и 68 секционных. В обоих случаях 150 докладов было вынесено на стенды.

Нужно отметить, что в работе совещаний большое участие принимают члены Российской академии наук. За 12 лет ими прочитано свыше 100 докладов.

Длительное время научные труды комитетом не издавались, но в последний период опубликована книга “Фундаментальные проблемы общей тектоники” (2001). Кроме нее, с участием секции экспериментальной тектоники и структурной геологии в 2002 г. издан крупный труд “Тектонофизика сегодня”. Стоило бы развить эту работу, но здесь необходима инициатива членов комитета.

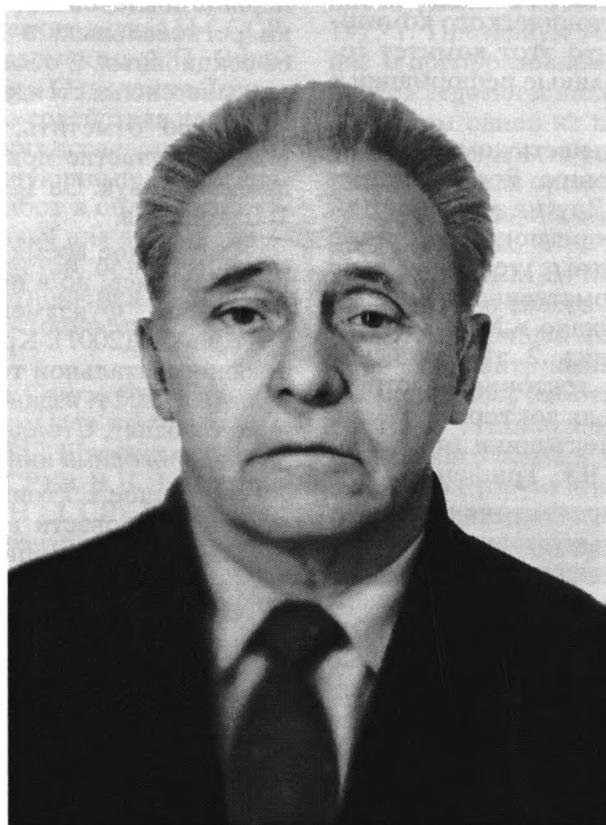
Очередное тектоническое совещание (2004 г.) намечено провести в Новосибирске. Оно будет посвящено также широкому тектоно-геодинамическим проблемам. К большому сожалению, Российский фонд фундаментальных исследований больше не поддерживает деятельность комитета по проведению совещаний.

Перед современной тектоникой стоят большие задачи. Мы вошли в область глубинной тектоники и геодинамики. Но только вошли. Все больше внимания требует проблема тектонической истории Земли в докембрийское время. Определенно наметилась тенденция поиска новых общегеодинамических решений, что неизбежно отразится на подходах к геологическому картированию. Насущной проблемой остается разработка тектонических основ прогноза и поиска важнейших полезных ископаемых как на континентах, так и в морях и океанских акваториях.

Во всем этом, как и в ряде других направлений исследований, деятельность Межведомственного тектонического комитета должна сыграть немалую роль. По крайней мере к этому следует стремиться. Но здесь нельзя обойтись без усиления организационной работы.

*Почетный председатель  
Межведомственного тектонического  
комитета, академик Ю.М. Пушаровский*

## ПАМЯТИ ВАЛЕРИЯ МИХАЙЛОВИЧА МОРАЛЕВА (1928–2003)



Отечественная геологическая наука понесла невосполнимую утрату. 4 июля 2003 года после тяжелой болезни ушел из жизни Валерий Михайлович Моралев – крупный ученый, действительный член Российской Академии естественных наук, Заслуженный деятель науки Российской Федерации, советник ИЛ РАН, доктор геолого-минералогических наук.

Многие годы своей производственной и научной деятельности В.М. Моралев посвятил исследованию тектонической эволюции ранних стадий развития Земли, проблемам докембрийской минерализации и разработке теоретических основ и практического внедрения геологического дешифрирования аэрокосмических снимков.

После окончания Московского геолого-разведочного института имени С. Орджоникидзе В.М. Моралев работал на производстве, занимаясь геологической съемкой масштаба 1 : 200000 сначала в Тувинской экспедиции ВАГТа в долж-

ности геолога и начальника партии, а затем в Алданской экспедиции в качестве главного геолога (1957–1965 гг.). В период с 1965 по 1972 годы В.М. Моралев занимался изучением геологии и полезных ископаемых в Северном Афганистане, где он возглавлял геолого-съёмочные работы, а потом и в Южной Индии в должности эксперта ООН. В 1972 В.М. Моралев был назначен на должность главного геолога НПО “Аэрогеология”, где он руководил разработкой и совершенствованием методов геологической съемки и поисков полезных ископаемых с помощью аэрокосмической информации. Одновременно он продолжил, начатые в Южной Индии, работы по углубленному изучению структурно-вещественных комплексов раннего докембрия и тектонической эволюции ранних этапов развития Земли. Эти исследования были продолжены В.М. Моралевым в Институте литосферы АН СССР (ныне Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН), куда он

перешел в 1978 г. В этом институте он занимал пост заместителя директора, а затем советника, одновременно возглавляя лаборатории “Геологии Земли из космоса”, а потом “Структурного анализа”. В 1980 году В.М. Моралев успешно защитил докторскую диссертацию, посвященную ранним этапам эволюции континентальной литосферы. Это исследование не потеряло своего значения и до настоящего времени, так же как и многие работы из его более 350 научных публикаций. Среди этих трудов, многие из которых изданы за рубежом, особого внимания заслуживает серия статей, коллективных монографий и картографических работ посвященных проблемам докембрия Южной Индии и Алданского щита, геологии и рудоносности докембрия Мира, металлогении и тектонике плит. Последние годы своей жизни В.М. Моралев посвятил развитию концепции тектоники плюмов на ранних стадиях становления континентальной литосферы и разработке новых методов математического анализа линейных сетей, выявляемых на космических снимках.

В.М. Моралев проводил и большую научно-организационную работу. Он руководил секцией С 18 сессии МГК в г. Москве и полевой экскурсией на Алданский щит (1984 г.); был членом ред-

коллегий научных журналов: “Исследование Земли из космоса” (1980–1991 гг.), “Известия ВУЗ’ов. Геология и разведка” и “Геотектоника”; являлся членом специализированных научных советов ИЛ РАН и МГТРУ. В.М. Моралев воспитал ряд учеников, успешно защитивших кандидатские диссертации. Научно-производственная деятельность В.М. Моралева была отмечена рядом государственных наград, в том числе орденом “Знак почета”.

Выдающиеся способности В.М. Моралева как ученого сочетались с такими его человеческими качествами как тактичность и доброжелательность ко всем, кто сталкивался с ним по работе и в жизни, а также необыкновенное мужество. Будучи тяжело больным, он до последних дней своей жизни продолжал руководить исследованиями аспиранта, активно участвовать в научной жизни ИЛ РАН и работе редколлегии журнала “Геотектоника”. Ушел из жизни замечательный геолог, большой души человек, память о котором навсегда останется в наших сердцах.

*Редколлегия журнала “Геотектоника”*

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА “ГЕОТЕКТОНИКА” ЗА 2003 г.

	№	С.
<i>Александров В.К., Сизых В.И., Бухаров А.А., Мац В.Д.</i> Тектонические покровы южной части Байкальского хребта	4	35–50
<i>Артюшков Е.В.</i> Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений	2	39–56
<i>Бакиров А.Б., Тагири М., Сакиев К.С., Ивлева Е.А.</i> Нижний докембрий Тянь-Шаня и геодинамические условия его формирования	5	27–40
<i>Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В.</i> Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка)	4	64–76
<i>Бондырев И.В.</i> Кольцевые структуры Грузии	2	98–108
<i>Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В.</i> Положение микроконтинентов Северного Тянь-Шаня и Восточного Урала в ордовике и силуре по палеомагнитным данным	5	11–26
<i>Вержбицкий Е.В., Кононов М.В.</i> Геотермический режим и генезис литосферы Центрального Средиземноморья	4	77–86
<i>Вержбицкий Е.В., Кузин И.П., Лобковский Л.И.</i> Возраст и мощность литосферы региона Черного моря	6	80–89
<i>Галушкин Ю.И., Яковлев Г.Е.</i> Эволюция теплового режима литосферы Башкирского Предураля и сравнение с современным режимом Тагило-Магнитогорской зоны Урала	6	28–42
<i>Глуховский М.З., Моралев В.М.</i> Рои мафических даек архея как индикаторы особенностей плюм-тектонического режима ранней Земли (на примере Сибирской платформы)	2	57–74
<i>Дегтярев К.Е.</i> Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозоид Центрального Казахстана	4	14–34
<i>Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Мартиросян В.Н., Терехов А.А.</i> Строение и особенности формирования плитного чехла в пределах Среднего Каспия (по материалам сейсмических исследований)	4	51–63
<i>Карякин Ю.В.</i> 36-ое Тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета при ОНЗ РАН	4	87–91
<i>Кирмасов А.Б.</i> Механизмы и стадийность структурообразования при прогрессирующем характере деформации (Уакитская зона, Байкальская складчатая область)	5	41–56
<i>Колобов В.Ю., Кулаков И.Ю., Тикун Ю.В.</i> Глубинное строение и геодинамическая эволюция Тонга-Новогебридского региона по данным сейсмической томографии	2	87–97
<i>Колодяжный С.Ю.</i> Анализ кинематики Карельского массива в палеопротерозое	3	22–41
<i>Короновский Н.В., Конаев А.В., Герасимов И.А., Киквадзе Г.М.</i> О возможных пределах изменения среднего радиуса Земли в геологическом прошлом	5	89–94
<span style="border: 1px solid black; padding: 2px;"><i>Куренков С.А.</i></span> Новый шаг в изучении фундаментальных проблем общей тектоники	1	78–79
<span style="border: 1px solid black; padding: 2px;"><i>Куренков С.А.</i></span> , <i>Диденко А.Н., Симонов В.А.</i> “Геодинамика палеоспрединга”	1	80

	№	С.
<i>Ломизе М.Г.</i> Начальная фаза субдукции на континентальных окраинах	5	73–88
<i>Лукьянов А.В.</i> Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского)	4	94
<i>Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М.</i> Складчатые деформации предорогенного пенеплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня	1	36–42
<i>Некрасов Г.Е.</i> Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления Севера Тихого океана	6	53–79
<i>Пашков Б.Р., Буданов В.И.</i> Тектоника ранних киммерид Южного Памира	1	19–35
<i>Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А.</i> Тектоника и формирование океанической коры в области "сухого" спрединга Центральной Атлантики (7°10'–5° с.ш.)	2	3–25
<i>Пискарев А.Л., Сорока И.В., Чернышев М.Ю.</i> Строение земной коры и тектогенез в море Лаптевых	5	57–72
<i>Пушаровский Ю.М.</i> 40-летие Межведомственного тектонического комитета	6	90–91
<i>Пушаровский Ю.М.</i> Геодинамическая неустойчивость океанского спрединга (Атлантический океан)	4	3–13
<i>Пушаровский Ю.М.</i> Разломные зоны сложного строения в Атлантическом океане	6	18–27
<i>Пушаровский Ю.М., Непрочнов Ю.П.</i> Тектонические черты и глубинное строение глубоководных впадин севера Центральной Атлантики	2	26–38
<i>Разницин Ю.Н.</i> Роль тектонической расслоенности литосферы в образовании связанных с ультрабазитами гидротермальных полей и метановых факелов в Атлантическом океане	6	3–17
<i>Родкин М.В.</i> Флюидогеодинамическая модель литосферы Южного Каспия	1	43–53
<i>Розен О.М.</i> Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции	3	3–21
<i>Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.</i> Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования	3	42–64
<i>Скринник Л.И.</i> Постсилурийская тектоническая история Юго-Восточного Казахстана	3	65–78
<i>Соколов С.Д.</i> Аккреционная структура Пенжинского хребта (Северо-Восток России)	5	3–10
<i>Соколов С.Д.</i> Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы)	1	3–18
<i>Уфимцев Г.Ф., Мяктова В.В.</i> Тектонический рельеф Иркутского амфитеатра	6	43–52
<i>Филатова Н.И., Федоров П.И.</i> Кайнозойский магматизм Корейско-Японского региона и геодинамические обстановки его проявления	1	54–77
<i>Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г.</i> Термомография Западно-Арктического бассейна	3	79–96
<i>Язева Р.Г., Бочкарев В.В.</i> Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношения магматизма и геодинамики	2	75–86
Моралев Валерий Михайлович (к 75-летию со дня рождения)	2	109–110
К 70-летию Андрея Степановича Перфильева	2	111–112
Николай Владимирович Короновский (70 лет со дня рождения)	4	92–93
Правила представления статей в журнал "Геотектоника"	4	95–96
Евгений Евгеньевич Милановский (к 80-летию со дня рождения)	5	95–96

	№	С.
Памяти Валерия Михайловича Моралева (1928–2003)	6	92–93
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 2003 год	6	94–96

---

Сдано в набор 04.08.2003 г.	Подписано к печати 22.09.2003 г.	Формат бумаги 60 × 88 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отг. 4.0 тыс.	Уч.-изд. л. 12.1	Бум. л. 6.0
	Тираж 313 экз.	Зак. 7730		

---

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации  
Учредители: Российская академия наук,  
Геологический институт (ГИН) РАН

---



# Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика"

на английском языке

- |   |   |
|---|---|
| Acoustical Physics                                      | Molecular Biology                                   |
| Applied Biochemistry and Microbiology                   | Oceanology  |
| Astronomy Letters                                       | Optics and Spectroscopy                             |
| Astronomy Reports                                       | Paleontological Journal                             |
| Automation and Remote Control                           | Pattern Recognition and Image Analysis              |
| Biochemistry (Moscow)                                   | Petroleum Chemistry                                 |
| Biology Bulletin  | Petrology   |
| Biophysics  | Physics of Atomic Nuclei                            |
| Colloid Journal   | Physics of Particles and Nuclei                     |
| Computational Mathematics and Mathematical Physics      | Physics of the Solid State                          |
| Cosmic Research   | Plasma Physics Reports                              |
| Crystallography Reports                                 | Polymer Science, Series A                           |
| Differential Equations                                  | Polymer Science, Series B                           |
| Doklady Biochemistry and Biophysics                     | Polymer Science, Series C                           |
| Doklady Biological Sciences                             | Problems of Information Transmission                |
| Doklady Chemistry                                       | Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics |
| Doklady Earth Sciences                                  | Programming and Computer Software                   |
| Doklady Mathematics                                     | Protection of Metals                                |
| Doklady Physical Chemistry                              | Radiochemistry                                      |
| Doklady Physics   | Russian Journal of Applied Chemistry                |
| Entomological Review                                    | Russian Journal of Bioorganic Chemistry             |
| Eurasian Soil Science                                   | Russian Journal of Coordination Chemistry           |
| Geochemistry International                              | Russian Journal of Developmental Biology            |
| Geology of Ore Deposits                                 | Russian Journal of Ecology                          |
| Geomagnetism and Aeronomy                               | Russian Journal of Electrochemistry                 |
| Geotectonics  | Russian Journal of General Chemistry                |
| Glass Physics and Chemistry                             | Russian Journal of Genetics                         |
| Herald of the Russian Academy of Sciences               | Russian Journal of Inorganic Chemistry              |
| High Energy Chemistry                                   | Russian Journal of Marine Biology                   |
| High Temperature  | Russian Journal of Mathematical Physics             |
| Human Physiology  | Russian Journal of Nondestructive Testing           |
| Inorganic Materials                                     | Russian Journal of Organic Chemistry                |
| Instruments and Experimental Techniques                 | Russian Journal of Physical Chemistry               |
| Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics              | Russian Journal of Plant Physiology                 |
| Izvestiya, Physics of the Solid Earth                   | Russian Metallurgy (Metally)                        |
| Journal of Analytical Chemistry                         | Russian Microelectronics                            |
| Journal of Communications Technology and Electronics    | Semiconductors                                      |
| Journal of Computer and Systems Sciences International  | Solar System Research                               |
| Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology     | Stratigraphy and Geological Correlation             |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics         | Studies on Russian Economic Development             |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters | Technical Physics                                   |
| Journal of Ichthyology                                  | Technical Physics Letters                           |
| Kinetics and Catalysis                                  | The Physics of Metals and Metallography             |
| Laser Physics   | Theoretical Foundations of Chemical Engineering     |
| Lithology and Mineral Resources                         | Thermal Engineering                                 |
| Microbiology  | Water Resources                                     |

## Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика\*  
 Агрохимия  
 Азия и Африка сегодня  
 Акустический журнал\*  
 Алгебра и анализ  
 Астрономический вестник\*  
 Астрономический журнал\*  
 Биологические мембраны  
 Биология внутренних вод  
 Биология моря\*  
 Биоорганическая химия\*  
 Биофизика\*  
 Биохимия\*  
 Ботанический журнал  
 Вестник РАН\*  
 Вестник древней истории  
 Водные ресурсы\*  
 Вопросы истории естествознания и техники  
 Вопросы ихтиологии\*  
 Вопросы философии  
 Вопросы языкознания  
 Восток  
 Вулканология и сейсмология  
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)\*  
 Генетика\*  
 Геология рудных месторождений\*  
 Геомагнетизм и аэрономия\*  
 Геоморфология  
 Геотектоника\*  
 Геохимия\*  
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология  
 Государство и право  
 Дефектоскопия\*  
 Дискретная математика  
 Дифференциальные уравнения\*  
 Доклады Академии наук\*  
 Журнал аналитической химии\*  
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова  
 Журнал вычислительной математики и математической физики\*  
 Журнал научной и прикладной фотографии  
 Журнал неорганической химии\*  
 Журнал общей биологии  
 Журнал общей химии\*  
 Журнал органической химии\*  
 Журнал прикладной химии\*  
 Журнал технической физики\*  
 Журнал физической химии\*  
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии\*  
 Журнал экспериментальной и теоретической физики\*  
 Записки Всероссийского минералогического общества  
 Защита металлов\*  
 Земля и Вселенная  
 Зоологический журнал  
 Известия АН. Механика жидкости и газа  
 Известия АН. Механика твердого тела  
 Известия АН. Серия биологическая\*  
 Известия АН. Серия географическая  
 Известия АН. Серия литературы и языка  
 Известия АН. Серия математическая  
 Известия АН. Серия физическая  
 Известия АН. Теория и системы управления\*  
 Известия АН. Физика атмосферы и океана\*  
 Известия АН. Энергетика  
 Известия русского географического общества  
 Исследование Земли из космоса  
 Кинетика и катализ\*  
 Коллоидный журнал\*  
 Координационная химия\*  
 Космические исследования\*  
 Кристаллография\*  
 Латинская Америка  
 Лесоведение  
 Литология и полезные ископаемые\*  
 Математические заметки  
 Математический сборник  
 Математическое моделирование  
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)  
 Микология и фитопатология  
 Микробиология\*  
 Микроэлектроника\*  
 Мировая экономика и международные отношения  
 Молекулярная биология\*
- Наука в России  
 Научная книга  
 Научное приборостроение  
 Нейрохимия  
 Неорганические материалы\*  
 Нефтехимия\*  
 Новая и новейшая история  
 Общественные науки и современность  
 Общество и экономика  
 Океанология\*  
 Онтогенез\*  
 Оптика и спектроскопия\*  
 Отечественная история  
 Палеонтологический журнал\*  
 Паразитология  
 Петрология\*  
 Письма в Астрономический журнал\*  
 Письма в Журнал технической физики\*  
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики\*  
 Поверхность  
 Почвоведение\*  
 Приборы и техника эксперимента\*  
 Прикладная биохимия и микробиология\*  
 Прикладная математика и механика  
 Природа  
 Проблемы Дальнего Востока  
 Проблемы машиностроения и надежности машин  
 Проблемы передачи информации\*  
 Программирование\*  
 Психологический журнал  
 Радиационная биология. Радиоэкология  
 Радиотехника и электроника\*  
 Радиохимия\*  
 Расплавы  
 Растительные ресурсы  
 Российская археология  
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова  
 Русская литература  
 Русская речь  
 Сенсорные системы  
 Славяноведение  
 Социологические исследования  
 Стратиграфия. Геологическая корреляция\*  
 США. Канада. Экономика - политика - культура  
 Теоретическая и математическая физика  
 Теоретические основы химической технологии\*  
 Теория вероятностей и ее применение  
 Теплофизика высоких температур\*  
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова\*  
 Успехи математических наук  
 Успехи современной биологии  
 Успехи физиологических наук  
 Физика Земли\*  
 Физика и техника полупроводников\*  
 Физика и химия стекла\*  
 Физика металлов и металловедение\*  
 Физика плазмы\*  
 Физика твердого тела\*  
 Физиология растений\*  
 Физиология человека\*  
 Функциональный анализ и его применение  
 Химическая физика  
 Химия высоких энергий\*  
 Химия твердого топлива  
 Цитология  
 Человек  
 Экология\*  
 Экономика и математические методы  
 Электрохимия\*  
 Энергия, экономика, техника, экология  
 Этнографическое обозрение  
 Энтомологическое обозрение\*  
 Ядерная физика\*