

К.С. Дегтерев

ISSN 0016-853X

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2005



# ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.malk.ru>

**XL**

1965 лет 2005



“НАУКА”

*Российская академия наук*

# **ГЕОТЕКТОНИКА**

**№ 6 2005 Ноябрь–Декабрь**

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

*Журнал издается под руководством  
Отделения наук о Земле РАН*

*Главный редактор  
Ю.М. Пушчаровский*

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь),  
Ю.А. Волож, А.О. Глико, С.С. Драчев, А.Л. Книппер, В.И. Коваленко,  
Р. Колман (США), Е.А. Константиновская, Н.В. Короновский,  
К. Крук (Австралия), М.Г. Леонов, Ю.Г. Леонов,  
Е.Е. Милановский, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора),  
С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, М.Н. Шапиро, Э.В. Шипилов, А.А. Щипанский

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, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary),  
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), S.S. Dratchev, A.O. Glicko,  
V.E. Khain, A.L. Knipper, E.A. Konstantinovskaia, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky,  
M.G. Leonov, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, A.A. Mossakovsky (Coeditor),  
S.V. Ruzhentsev, M.N. Shapiro, E.V. Shipilov, A.A. Shchipanskii, Yu.A. Volozh

“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, М.В. Лучицкая*

*Адрес редакции:* 119017, 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”**

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 6, 2005

---

---

Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии <i>М. З. Глуховский</i>	3
Геодинамика Средиземноморья по данным GPS <i>М. Т. Прилепин, В. И. Шевченко</i>	19
Осадочные бассейны, связанные с трансформированной консолидированной корой: особенности современной структуры и механизм образования <i>И. А. Гарагаш, Л. И. Иогансон, А. Е. Шлезингер</i>	32
Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного кила <i>О. М. Розен, А. В. Манаков, В. Д. Суворов</i>	42
Структурно-формационные комплексы и тектоническое развитие Паланской островной дуги (Западная Камчатка) <i>Д. В. Коваленко, Г. В. Леднева, В. С. Вишневская, Т. Б. Баянова, Е. Е. Чернов, Д. А. Лопатина</i>	68

---

## Рецензии

Новая книга по истории геологии <i>В. Е. Хаин, А. Г. Рябухин</i>	91
Авторский указатель журнала "Геотектоника" за 2005 год	95

---

---

# Contents

---

---

## No. 6, 2005

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

---

---

The Rotation Factor and Some Problems of Geotectonics and Comparative Planetology <i>M. Z. Glukhovskii</i>	3
Geodynamics of the Mediterranean Region from GPS Data <i>M. T. Prilepin and V. I. Shevchenko</i>	19
Sedimentary Basins Related to the Transformed Consolidated Crust: Specific Features of the Present-Day Structure and the Formation Mechanism <i>I. A. Garagash, L. I. Ioganson, and A. E. Shlesinger</i>	32
The Collisional System in the Northwestern Siberian Craton and a Problem of Diamond-Bearing Lithospheric Keel <i>O. M. Rosen, A. V. Manakov, and V. D. Suvorov</i>	42
Lithotectonic Complexes and Tectonic Evolution of the Palana Island Arc, Western Kamchatka <i>D. V. Kovalenko, G. V. Ledneva, V. S. Vishnevskaya, T. B. Bayanova, E. E. Chernov, and D. A. Lopatina</i>	68

---

## Reviews

A New Book on the History of Geology <i>V. E. Khain and A. G. Ryabukhin</i>	91
Author Index, 2005	95

---

---

## РОТАЦИОННЫЙ ФАКТОР И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ И СРАВНИТЕЛЬНОЙ ПЛАНЕТОЛОГИИ

© 2005 г. М. З. Глуховский

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

Поступила в редакцию 11.03.2004 г.

На примерах гигантских радиальных роев мафических даек докембрия Сибирской платформы (позднеархейский Хатангский рой) и Канадского щита (среднепротерозойские рои Маккензи и Садбери) показано влияние сил осевого вращения Земли (центробежной и Кориолиса) на размещение и структуру этих тектоно-магматических систем. В качестве природной модели такого влияния рассматриваются радиальные рои даек поднятия Фарсида на Марсе. Гигантские рои даек докембрия и мантийные плюмы, с которыми они связаны, развивались в субэкваториальном “горячем поясе” ранней Земли, формирование которого осуществлялось под действием центробежной силы. Большие размеры радиальных роев даек, их размещение в этом поясе определило эффективность силы Кориолиса, влияющей на особенности их структурного рисунка в форме дуги. Этот рисунок отражает также связь силы Кориолиса с глубинными механизмами формирования гигантских роев даек: пропагацией, доминирующей на этапе мультиплитной тектоники позднего архея, и дрейфа континента над горячей точкой на этапе, переходном к полномасштабной тектонике плит (средний протерозой). Сравнительный анализ структурных особенностей гигантских радиальных роев даек и разломов Земли, Марса и Венеры позволил подтвердить гипотезу о некогда прямом осевом вращении последней и выдвинуть версию о причинах этого явления. Проведенное исследование открывает новые возможности решения некоторых вопросов геотектоники и сравнительной планетологии с учетом ротационного фактора и представлений о необратимости хода тектонической эволюции Земли и планет земной группы.

### ВВЕДЕНИЕ

Влияние сил осевого вращения Земли на перемещение масс в ее недрах, или ротационный фактор, все чаще привлекается для объяснения особенностей размещения сети разломов и трещин и процессов, протекающих в глубинных горизонтах Земли [8, 18]. В связи с этим возникает вопрос: не связаны ли с ротационными силами Земли и закономерности размещения, тектонической эволюции и строения гигантских роев мафических даек докембрия? Дело в том, что подобные рои развиты на всех континентах Земли, в пределах которых насчитывается около 260 таких тектоно-магматических систем [24], которые формировались на протяжении всей геологической истории планеты: с раннего архея и до кайнозоя. Подавляющая часть роев даек (211, или 81%) имеет докембрийский возраст. Это вполне закономерно, поскольку все они связываются с режимом тектоники плюмов [6, 23–29], который господствовал не только на раннеархейском доплитно-тектоническом этапе развития Земли. Мантийные плюмы продолжали оказывать заметное влияние на ход ее тектонической эволюции и на более позд-

них этапах: эмбриональной мультиплитной тектоники позднего архея, тектоники малых плит раннего протерозоя и полномасштабной тектоники плит позднего протерозоя – фанерозоя [19]. В связи с этим можно указать на два примера раннеархейских роев мафических даек доплитно-тектонического этапа развития континентальной коры. Это Суннагинский радиальный рой на Алданском щите [6], связанный с одноименным эндрбитовым куполом, а также концентрически-радиальная система даек Амералик купола Исуа в Юго-Западной Гренландии [37]. Эти купола рассматриваются как геологические производные плюмов. Примером гигантского роя мафических даек, связанного с этапом мультиплитной тектоники позднего архея, может служить Хатангский рой Сибирской платформы [6]. Из докембрийских гигантских роев мафических даек плитно-тектонического этапа развития Земли (или переходного к нему) выделим, прежде всего, среднепротерозойские рои Маккензи (Mackenzie) и Садбери (Sudbury) Канадского щита [21–29, 33].

Большим событием в изучении ранних этапов развития Земли и планет земной группы явилось открытие гигантских радиальных роев даек и раз-

ломов, связанных с магматическими центрами (следам мантийных плюмов) на Венере и Марсе [25, 26, 30, 35, 36].

Сравнение структурного рисунка большинства гигантских радиальных роев мафических даек Земли, Венеры и Марса показало их удивительное сходство. Помимо радиального строения и гигантских размеров (протяженность более 300 км), многие из них отличаются дугообразной формой. Если радиальный рисунок роев даек объясняется их связью с центрами мантийных плюмов, из которых они расходятся в одну или разные стороны [25, 28], то причины их изгиба практически нигде не обсуждались. Это наблюдение и послужило толчком для постановки рассматриваемой проблемы, решение которой может иметь важное значение для палеотектонических реконструкций и сравнительного планетологического анализа.

В качестве объектов исследования выбраны позднеархейский Хатангский рой мафических даек Сибирской платформы, а также среднепротерозойские рои даек долеритов Маккензи и Садбери Канадского щита. Как было отмечено выше, эти рои относятся к разным этапам тектонического развития Земли. По ним имеется сопоставимый геолого-геофизический материал и палеомагнитные данные. Кроме этих роев, рассматриваются рои даек Марса и Венеры не только как природные модели, раскрывающие механизм искривления таких тектоно-магматических систем, но и как примеры для сравнительного планетологического анализа.

#### ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ И РОИ ДАЕК МАРСА КАК ПРИМЕР ВЛИЯНИЯ РОТАЦИОННОГО ФАКТОРА НА ИХ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРУКТУРУ

Как известно, при вращении Земли и других планет возникают две силы – центробежная и Кориолиса. Первая направлена от оси вращения планеты к ее поверхности и зависит от угловой скорости вращения и радиуса системы. С действием центробежной силы связывается формирование субэкваториальных поясов мантийных плюмов ранней Земли, а также Венеры и Марса, ограниченных широтами  $\pm 35^\circ$  [5, 7]. Основанием для выделения такого пояса ранней Земли послужили анализ пространственного положения современных горячих точек Земли; результаты палеомагнитных исследований докембрийских комплексов древних платформ северного ряда; материалы сейсмической томографии и сравнительной планетологии. Все это позволило прийти к выводу о том, что зарождение субэкваториального пояса мантийных плюмов ранней Земли и его эволюция были связаны с действием центробежной силы планеты, скорость вращения которой в докембрии была большей, чем в фанерозое. Кроме это-

го, свой вклад в этот процесс внесли и приливные силы Луны, которая на ранних этапах развития системы Земля – Луна была значительно ближе к Земле, чем сейчас [9, 41]. Предполагается, что в раннем докембрии в субэкваториальном поясе мантийного апвеллинга создавались условия высшей флюидной и термальной активности, когда сначала в режимах тектоники плюмов и мультиплитной тектоники происходило формирование раннедокембрийского суперконтинента (до 2.0 млрд. лет), а затем, при переходе к полномасштабной тектонике плит, – его распад и последующие трансформации. Таким образом, становится ясной причина докембрийского возраста подавляющего большинства внутриплитных гигантских радиальных роев мафических даек, связанных с плюмами и горячими точками. Это обстоятельство заставляет предположить также, что большие размеры роев, равно как и их положение в зоне экватора, где скорость вращения Земли максимальна, должны были неизбежно оказать влияние на структуру этих тектоно-магматических систем с учетом различных механизмов их формирования. Этот вопрос возникает в связи с тем, что гигантские рои мафических даек занимают обширные территории. Поэтому размеры магматической камеры должны быть огромными, что представляется невероятным. В качестве одного из возможных вариантов механизма формирования гигантских роев выдвигается модель латерального синтетектонического внедрения даек из небольших фокальных участков в ходе синхронной пропагации магматических очагов и разломов, контролирующих размещение даек [6, 23].

Именно это обстоятельство заставило обратиться к другой составляющей ротационного фактора – силе Кориолиса, которая возникает на всех глубинных уровнях вращающейся Земли за счет перехода от точки с одной линейной скоростью к другой [8, 10, 11, 14]. Например, на экваторе у поверхности Земли линейная скорость равна 1674 км/ч, тогда как на широтах  $50^\circ$  она снижается до 1080 км/ч, а на полюсах – до нуля. Сила Кориолиса на Земле действует так, что отклонение движущегося тела происходит вправо от направления движения, будь то движение по меридиану с севера на юг или с юга на север. Перемена знака движения происходит на экваторе, где линейная скорость максимальная и отклонение здесь отсутствует. Правило правостороннего, по отношению к движению тела, отклонения остается в силе и в случае его перемещения по параллели. Так, если тело движется на запад в сторону, противоположную вращению Земли, то оно будет отклоняться к северу, а если по направлению вращения Земли, то к югу. При этом “количественная сторона этого явления не зависит от направления движения, будучи одинаковой как при движении по меридиану, так и по параллели или в промежуточном на-

правления” [14, с. 27]. Таким образом, геометрия гигантских роев мафических даек докембрия, если они формировались по механизму пропагации или другим сходным путем, должна соответствовать теоретической модели действия силы Кориолиса.

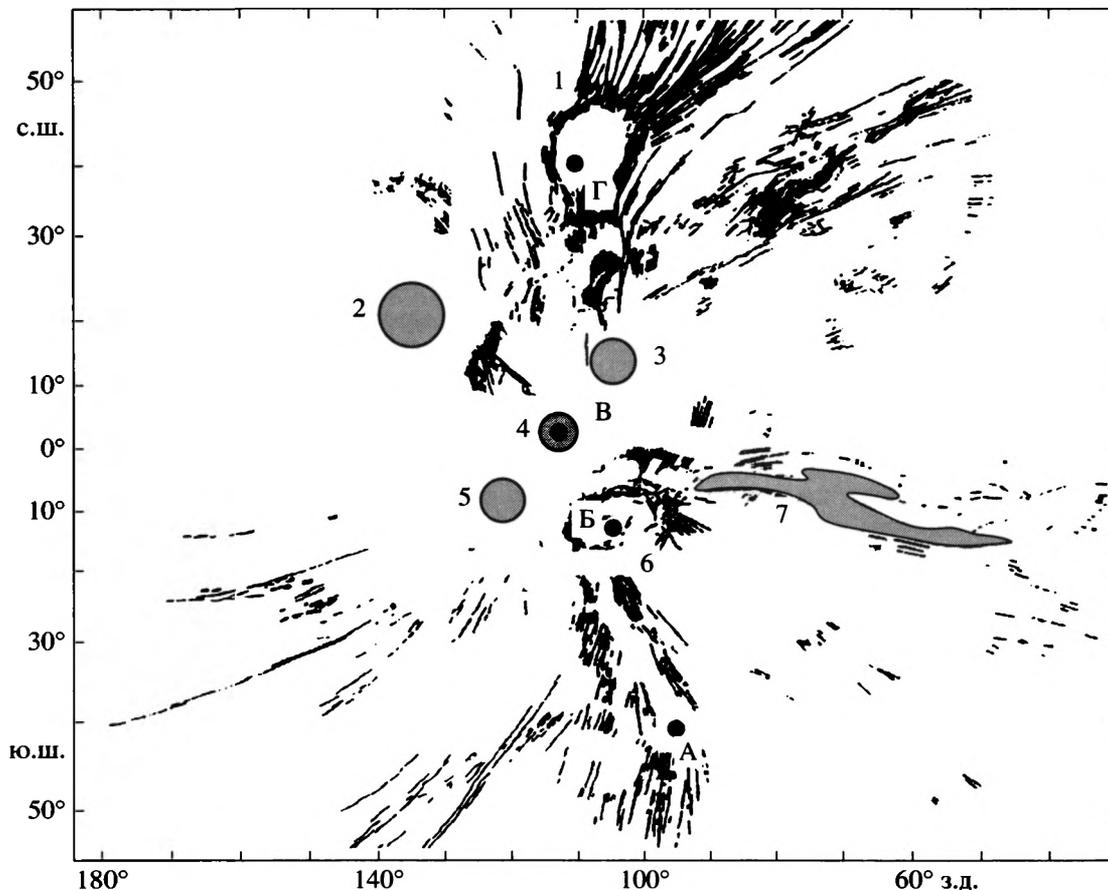
Все правила действия сил осевого вращения сохраняются и для других планет земной группы, где наиболее интенсивно проявились эндогенные процессы (Венера и Марс). Поэтому, в контексте с вышеизложенными теоретическими аспектами проблемы, рассмотрим ниже, на примере Марса, как выражается влияние этих сил на закономерности размещения и особенности строения гигантских радиальных роев мафических даек, формирующихся в условиях тектоники плюмов.

Как известно, Марс примерно в два раза меньше Земли (0,532 ее радиуса). Однако он характеризуется, как и Земля, прямым осевым вращением с временным периодом 24,5 часа и наклоном экватора к плоскости орбиты под углом около 24° [41]. Марс отличается асимметричным строением. На планете выделяются две субширотные провинции: южная (к югу от 50° ю.ш.), возвышенная и кратерированная, – “континентальная” и северная (к северу от этой широты), относительно опущенная и равнинная, – “океаническая”. Предполагается, что кора северного полушария была разрушена в результате изостатического опускания и имеет тот же возраст, что и кора южного полушария [41]. Однако установлено, что все вулканы и участки с максимальной плотностью разломов, а также площади с наивысшей гипсометрической отметкой сконцентрированы в субэкваториальном поясе Марса [7, 40]. В пределах этого пояса выделяются такие крупнейшие тектоно-вулканические поднятия, как Фарсида (Tharsis) и Элизий (Elysium). Предполагается, что область поднятия Фарсида образовалась давно (4,0–3,5 млрд. лет) и относительно быстро [41]. Здесь, в зоне экватора, располагаются крупные щитовые вулканы Олимп (Olympus Mons), Аскра (Ascraeus Mons), Павонис (Pavonis Mons) и Арсия (Arsia Mons), а также такие вулканические структуры, как оvoidная плоская возвышенность Сирия (Syria Planum) и кольцевая впадина Альба (Alba Patera) (рис. 1). К востоку от возвышенности Сирия Планум, чуть южнее экватора, расположена рифтовая Долина Маринера (Valles Marineris) длиной около 4000 км, шириной до 200 км и глубиной до 10 км [41]. Эта Долина протягивается с запада на восток параллельно экватору. На восточном фланге Долина Маринера остроугольно выклинивается, что можно рассматривать как один из признаков формирования рифта по механизму пропагации в восточном направлении.

Широким развитием в этом районе пользуются кольцевые, дуговые и прямолинейные линейменты, первоначально рассматривавшиеся как

тектонические борозды, гряды и желоба (fossae). Впоследствии эти структуры были интерпретированы как дайки, которые образуют шесть основных радиальных роев и два кольцевых поля диаметром около 500 км каждое [25, 36]. Эти поля ассоциируют с оvoidными структурами вулканического происхождения Сирия и Альба. В свете поставленной проблемы наибольший интерес вызывает особенность геометрии радиальных роев даек и рифтовой Долины Маринера (см. рис. 1). Видимая протяженность роев колеблется от 800 до 3000 км. Они исходят из четырех магматических центров. Наиболее ранний центр – Фаумасия (Thaumasia, см. А на рис. 1), располагается в южной части поднятия Фарсида. Центры Сирия (Б) и Павонис (В), совпадающие с центральной частью поднятия, а также Альба (Г), расположенный в его северной части, рассматриваются как более молодые по отношению к южному магматическому центру [25]. Все рои, радиально исходящие от магматических центров и направленные к югу от экватора, изгибаются к западу. Подобные же рои, направленные к северу от экватора, изгибаются к востоку. Субширотная Долина Маринера и сопровождающие ее линейменты, радиально исходящие от магматического центра Сирия в восточном направлении, испытывают отклонение к югу (см. рис. 1).

Таким образом, видно, что поднятие Фарсида (с вулканами, магматическими центрами и сопряженными с ними гигантскими радиальными роями даек) расположено в субэкваториальном поясе мантийных плюмов Марса. Это, скорее всего, было обусловлено действием центробежной силы. Эта крупная тектоно-магматическая система формировалась в условиях тектоники плюмов в ходе длительного периода эндогенной активности, в течение которого она испытала напряжения, связанные с воздыманием и магматизмом [25]. Природа правосторонних, по отношению к магматическим центрам, изгибов роев даек и Долины Маринера связана, скорее всего, с действием силы Кориолиса на продвигающиеся массы и латерально развивающиеся структуры, что полностью согласуется с теоретической моделью [14]. Видимо, не случайно и восточное, по отношению магматическому центру Сирия, в сторону вращения Марса, направление пропагации рифтовой Долины Маринер и сопровождающих ее линейментов. Все это позволяет рассматривать поднятие Фарсида на Марсе как природную модель, демонстрирующую влияния ротационного фактора на закономерность размещения магматических центров (центробежная сила) и на особенности структуры гигантских радиальных роев даек, разломов и рифтов (сила Кориолиса). Подчеркнем еще раз, что структура такой модели предусматривает формирование роев даек и процесса рифтогенеза по механизму пропагации.

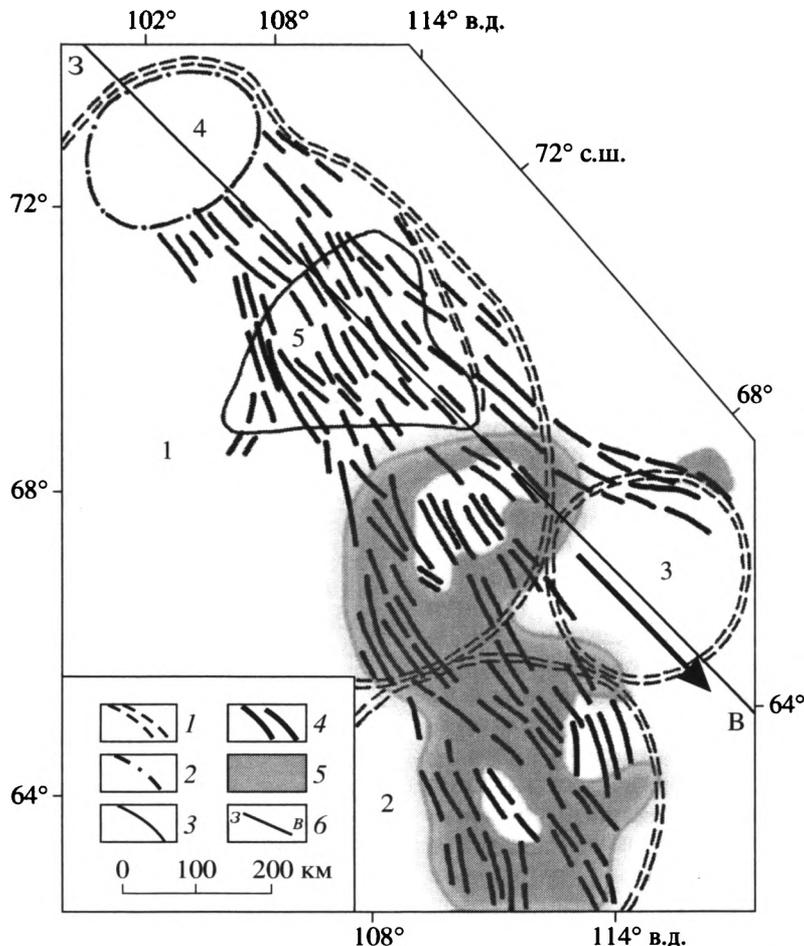


**Рис. 1.** Структурная карта поднятия Фарсида на Марсе (по [25, 36] с упрощениями). Масштаб: 1° широты – 59 км. Наименование структур: 1 – кольцевая впадина Альба Патера; 2–5 – щитовые вулканы (горы): 2 – Олимп, 3 – Аскра, 4 – Павонис, 5 – Арсия; 6 – плоская возвышенность Сирия Планум; 7 – Долина Маринера. А–Г – магматические центры (залитые кружки): А – Фаумасия, Б – Сирия, В – Павонис, Г – Альба. (Остальные пояснения см. в тексте)

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГИГАНТСКИХ РОЕВ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК ХАТАНГСКОГО, МАККЕНЗИ И САДБЕРИ

Позднеархейский Хатангский рой Сибирской платформы был выделен сравнительно недавно на основании геолого-геофизических данных [6]. Он начинается в 200 км к северо-западу от Анабарского щита, являющегося частью архейского Хета-Оленекского сиалического ядра, одного из восьми, составляющих гетерогенный фундамент Сибирского кратона [6] (рис. 2). Этот рой пространственно связан с крупной (300 км в диаметре) Хатангской кольцевой структурой, которая отчетливо выражена концентрической аномалией магнитного поля. Эта аномалия рассматривается как отражение погребенного эндербитового купола. Хатангский рой мафических даек, начинаясь у края этой кольцевой структуры, веером расходится в юго-восточном направлении. Его максимальная протяженность 1000 км, при ширине – 200 км в начале и 800 км – в конце. Этот рой отра-

жен в магнитном поле в виде положительных линейных аномалий как в пределах Анабарского щита, так и далеко за его границами, где кристаллический фундамент перекрыт мощным платформенным чехлом. В этой части Сибирской платформы выделены два крупных архейских нуклеара: Вилюйский и Тюнгский. Они “сшиваются” Хатангским роем мафических даек с Хета-Оленекским нуклеаром в единый блок – Анабаро-Вилюйский супертеррейн (см. рис. 2). На Анабарском щите синметаморфические дайки Хатангского роя входят в состав гетерогенного гранулитового полосчатого комплекса [16]. Этот комплекс состоит из пород двух разновозрастных ассоциаций. Первая ассоциация – инфракрустальная эндербит-базитовая (3.3–3.4 млрд. лет). Она включает в себя низкокальциевые эндербиты со скиалитами пироксенитов и пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев (реликты базитовой протокоры). Вторая ассоциация состоит из пород супракрустальной гнейсовой серии (2.85–3.10 млрд. лет) и мафических даек, представлен-



**Рис. 2.** Схема тектоники позднеархейского Хатангского роа мафических даек (по [6]) с элементами палеотектонической реконструкции

1–3 – границы: 1 – сиалических ядер – нуклеаров, 2 – эндербитового купола, 3 – Анабарского щита; 4 – дайки; 5 – проекция на земную поверхность площади с аномально высокими показателями Upr на границе кора-мантия; 6 – воображаемая ориентированная (З–В) линия экватора на время формирования роа даек. Стрелка указывает направление пропагации роа. Наименования структур. 1–3 нуклеары: 1 – Хета-Оленекский, 2 – Вилюйский, 3 – Тюнгский; 4 – Хатангский купол; 5 – Анабарский щит

ных пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами (мощность от первых до нескольких десятков метров). В эту же ассоциацию включены эндербиты нормальной и повышенной щелочности (чарнокиты) и лейкограниты, которые замещают низкокалиевые эндербиты и составляют неосому в мигматитах, развитых по всему полосчатому комплексу. Чарнокиты и лейкограниты являются показателями завершающего этапа становления протоконтинентальной коры Хета-Оленекского нуклеара (2.8–3.0 млрд. лет) [6].

Родоначальная магма метабазитов выплавлялась при относительно низкой степени частичного плавления мантии в условиях чрезвычайно высокого теплового потока, который сохранился и в процессах внедрения даек в горячую пластичную среду. Об этом свидетельствуют высокая степень метаморфизма даек и вмещающих пород, синтек-

тонические структуры течения и соответствующие им деформации даек, особенности спектра распределения редкоземельных элементов [6] и повышенные содержания в этих породах Zr (в среднем 300 г/т) и FeO (14.6%) при малом количестве Ni (68 г/т) [6, 16]. Подобные соотношения этих элементов в базальтоидах рассматриваются как показатель низкой степени плавления мантии (5–10%) [22]. Такие условия петрогенезиса свидетельствуют о высоком положении астеносферного слоя и уровня магмогенерации во время формирования позднеархейского Хатангского роа мафических даек. Этот уровень ориентировочно мог достигать глубин 40–60 км, что соответствует современной границе нижней коры и верхней мантии [6].

Тектоника Анабарского щита характеризуется северо-западным простирианием всего полосчатого

комплекса, отличающегося крутым падением плоскостей кристаллизационной сланцеватости, совпадающей в большинстве случаев с первичной слоистостью. В южной половине щита линейные структуры осложняются многочисленными реоморфическими складками самой причудливой формы [6]. Мафические дайки принимают участие в строении всех этих форм, образование которых связывается с механизмом транспрессии: двустороннего бокового сжатия и продольного тектонического течения материала верхней коры. Кроме того, установлено, что по простиранию роя с северо-запада на юго-восток происходит уменьшение степени метаморфизма метабазитов, слагающих дайки, и ассоциирующих с ними пород – от гранулитовой фации в начале роя (Анабарский щит) до амфиболитовой фации в его конце (ксенолиты из кимберлитовых трубок Малоботубинского и Накынского полей). Данные радиологических возрастов метабазитов и гранитоидов рассматриваемой ассоциации в начале и конце роя свидетельствуют о его омоложении на 200–300 млн. лет. Все это явилось основанием для вывода о том, что Хатангский рой формировался по механизму пропагации нижнекоревой тектонической пластины с магматическими очагами от центра мантийного плюма (или горячей точки) к периферии этой тектоно-магматической системы. Средняя скорость такого продвижения оценивается в 6–10 км/млн. лет [6].

В зоне влияния Хатангского роя мафических даек там, где он “сшивает” Хета-Оленекский и Вилюйский нуклеары, по данным ГСЗ, установлены крупные морфологические и плотностные неоднородности в строении нижней коры и горизонта верхней мантии, пограничного с нижней корой [6] (см. рис. 2). Морфологические неоднородности выражаются в значительных волнообразных изменениях мощности земной коры от 40 до 60 км за счет нижнекорового слоя (от 15 до 45 км). Поэтому структура нижней коры представляет собой сочетание продольных и поперечных, по отношению к простиранию роя, раздувов и пережимов. Максимальный раздув нижнекорового слоя и наибольшая мощность континентальной коры фиксируются в месте сочленения разновозрастных оvoidных террейнов: позднеархейского Хета-Оленекского нуклеара с раннеархейскими – Вилюйским и Тюнгским. Плотностные неоднородности устанавливаются по высокоскоростным аномалиям (скорости продольных сейсмических волн от 8.4 до 9.0 км/с) на границе кора – мантия. Эти аномалии отвечают слоям пород высокой плотности, которые сконцентрированы в придонных частях в местах раздувов нижней коры. Судя по составу глубинных ксенолитов в кимберлитах, можно думать, что эти слои образованы гетерогенными продуктами архейской магмогенерации. Это шпинелевые лерцолиты как реликты пер-

вичной мантии; перидотиты, дуниты и эклогиты как рститы, оставшиеся после процессов частичного плавления мантии; коровые эклогиты и связанные с ними метабазиты как остатки магматических очагов. Природа высокобарического метаморфизма этих пород была обусловлена не только литостатической нагрузкой, но и напряжениями сдвигового стресса, которые неизбежно возникали в ходе пропагации нижнекоревой тектонической пластины по модели реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы [12].

Хатангский рой мафических даек обладает еще одной особенностью строения – асимметрией. Так, если провести главную ось этой тектоно-магматической системы от центра Хатангской кольцевой структуры по ее радиусу в юго-восточном направлении, то есть в сторону пропагации роя, то можно увидеть четкое его разделение на две ветви (см. рис. 2). Одна из них, относительно узкая северо-восточная, обтекает Тюнгский нуклеар, который выступает здесь в качестве жесткого блока. Вторая ветвь – более широкая субмеридиональная, обходя западный сектор этой структуры, полностью рассекает Вилюйский нуклеар. Видно также (и это существенно), что второй суброй отклоняется вправо относительно главной оси пропагации роя мафических даек.

К числу важных данных, определяющих особенности строения и эволюции Хатангского роя мафических даек, относятся результаты палеомагнитных исследований на кристаллических породах Анабарского щита [17]. Получены весьма надежные значения палеополюсов, которые с хорошей кучностью концентрируются вокруг среднего палеомагнитного полюса на широте  $-16^\circ$ . Этот результат означает то, что во время синтетектонического регионального метаморфизма пород и приобретения ими намагниченности Анабарский щит находился на широте  $3.5^\circ \pm 6.5^\circ$ , то есть в зоне экватора.

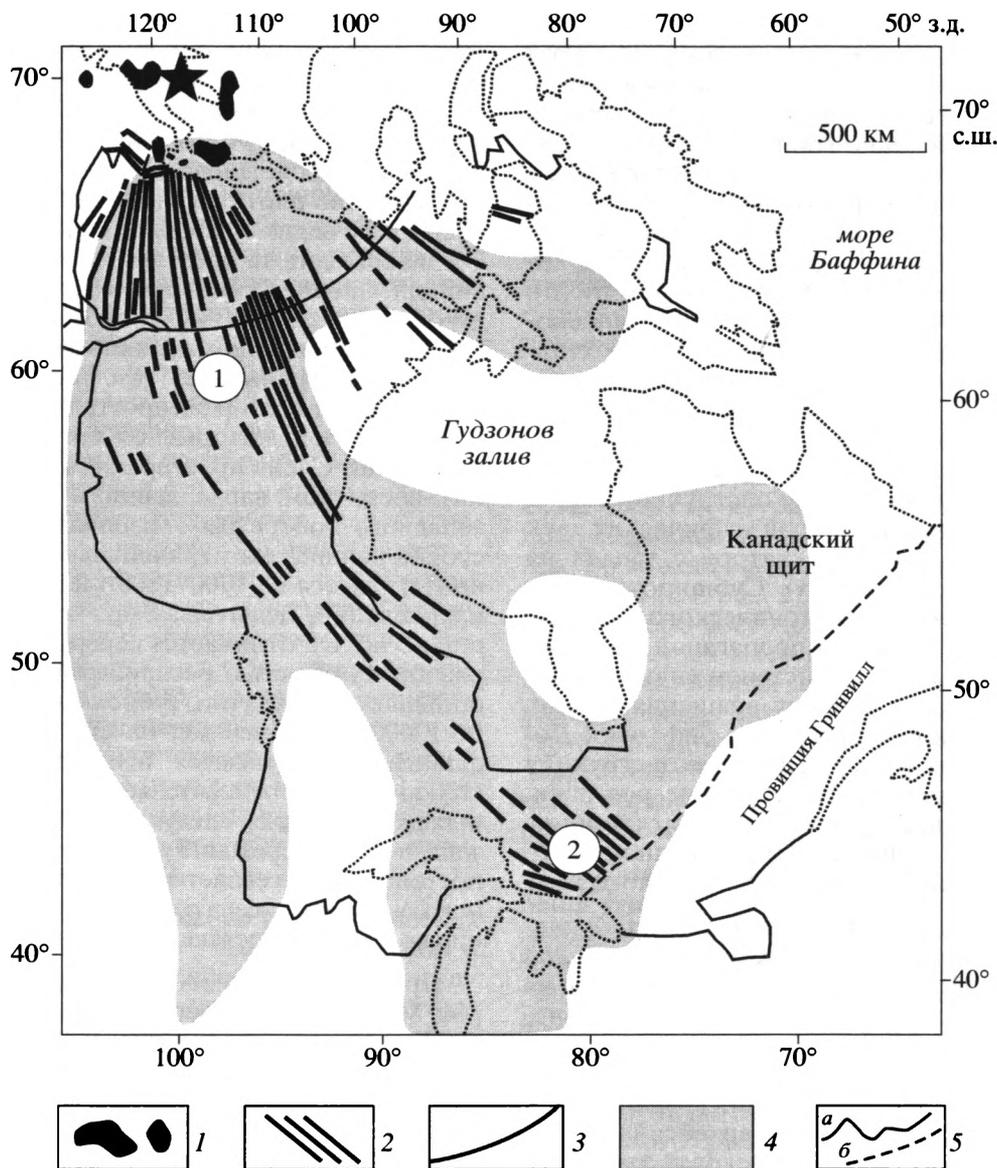
Таким образом, все особенности геологического и глубинного строения “сшивающего” позднеархейского Хатангского роя мафических даек отвечают модели транспорта реологически подвижной сиалической пластины (верхняя кора) на “спине” частично расплавленного и деформированного нижнекорового базитового слоя с промежуточными очагами родоначальной магмы мафических даек (см. [6, рис. 11]). Эта, по существу, астенولينза занимала достаточно высокое положение. Ее нижняя граница проводится по уровню современного раздела кора – мантия. Деформация этой линзы (раздувы и пережимы) и максимальные проявления сдвигового стресса (гипербарический метаморфизм) были наибольшими на стыках разновозрастных сиалических ядер (оvoidных микроплит с протоконтинентальной ко-

рой). Все это можно отнести к особенностям позднеархейской мультиплитной тектоники, тесно связанной с режимом тектоники плюмов, когда от центра Хатангского плюма осуществлялось одностороннее движение горизонтально направленного высокотемпературного тектонического потока. Под его влиянием осуществлялось импульсивное выжимание частично расплавленного нижнекорового слоя под относительно более холодную и прочную верхнекоровую пластину [6]. Механизм такого одностороннего тектонического течения, обеспечивающего пропагацию “сшивающего” роя мафических даек от центра мантийного плюма в сторону аккрецированных сиалических ядер, расположенных в зоне экватора, вероятнее всего, был связан с силой Кориолиса. В предлагаемом варианте реконструкции видно (см. рис. 2), что Хатангский рой мафических даек продвигался параллельно экватору с запада на восток (в палеокоординатах). Субширотное направление продольного тектонического течения, рассеянного рифтогенеза и пропагации дайкового роя можно объяснить действием силы Кориолиса, направленной в сторону вращения Земли, наподобие модели формирования рифтовой Долины Маринера на Марсе. Такая реконструкция объясняет и асимметричное строение роя даек: правостороннее (по ходу пропагации) отклонение южной (в палеокоординатах) или западной (в современных координатах) ветви Хатангского роя.

*Среднепротерозойские гигантские радиальные рои долеритовых даек Канадского щита Маккензи и Садбери* образуют самую крупную на Земле единую колинеарную тектоно-магматическую систему [29] (рис. 3), формирование которой происходило в условиях консолидированной литосферы континента Лаврентии, созданного к этому времени путем аккреции архейских сиалических ядер (провинций) [33]. Возраст этих роев соответственно 1267 и 1235 млн. лет [21]. Рой даек диабазов Маккензи начинается на северо-западе Северо-Американской платформы в районе залива Коронации (Coronation Gulf) там, где расположено поле позднепротерозойских базальтов Коппермайн Ривер (Coppermine River), и простирается в юго-восточном направлении. На своем пути он последовательно пересекает архейские провинции Слейв (Slave), Рей (Rae), Херн (Hearnе), Сьюпириор (Superior) и разделяющие их коллизионные зоны [27, 33]. Размеры этого роя даек огромны. При протяженности 2300 км он занимает площадь 2700 кв. км. В пределах этой территории располагаются дайки, суммарная длина которых равна 43000 км. Подсчитано, что при средней мощности даек 30 м и глубине заполнения магмой трещин и разломов до 50 км общий объем магмы достигает 80000 куб. км [27]. Однако, несмотря на такие впечатляющие масштабы магматизма, площади его распространения и геологическую неод-

нородность вмещающей рамы, дайки этого роя сохраняют идентичность состава и не несут каких-либо следов контаминации коровым материалом [29]. Рой долеритовых даек Маккензи неоднороден по своему строению. В нем можно выделить три суброя. Первый из них – это начальный чрезвычайно плотный сноп даек шириной от 350 до 550 км и видимой протяженностью 500–600 км. Он не выходит за пределы раннеархейской провинции Слейв. Фронт этого снопа описывается дугой радиусом 1000 км от предполагаемого центра мантийного плюма Маккензи и рассматривается как его граница [25] (см. рис. 3). Второй суброй занимает сектор распространения единичных даек диабазов, которые от восточной границы провинции Слейв простираются на 700–800 км в юго-восточном направлении, в сторону северо-западного побережья Гудзонова залива. Третий суброй начинается у границы провинции Слейв и протягивается на 1700–1800 км в юго-восточном направлении, испытывая при этом левосторонний изгиб. Он отличается переменной шириной и разной плотностью распространения даек. Наибольшая ширина этого суброя в его начале достигает 600 км. Здесь же, на его северо-западном фланге, протягивается относительно широкая (100 км) полоса относительно плотно расположенных даек, которая, следуя вдоль западного и юго-западного побережья Гудзонова залива, к концу постепенно рассеивается. В сторону юго-восточного окончания всего суброя происходит его сужение до 350 км и постепенное выклинивание.

Примерно через 300 км после крайней дайки роя Маккензи появляются дайки долеритов роя Садбери [22, 27, 28] (см. рис. 3). Этот относительно плотный пучок даек мощностью до 30, реже до 100 м начинается сразу же за надвиговым фронтом Гренвилл (Grenville) и протягивается в северо-западном направлении, навстречу рою Маккензи. Его видимая ширина 300 км и протяженность по максимально удаленной дайке – 250 км не отражают истинные размеры роя, так как юго-восточная часть структуры срезана надвигом Гренвилл. Дайки роя Садбери по сравнению дайками роя Маккензи характеризуются щелочным составом и таким спектром редкоземельных и других элементов, который указывает на их связь с более обогащенным мантийным источником [22, 27, 29]. Эти дайки также не несут ярко выраженных геохимических признаков контаминации коровым материалом. Важным является вывод о том, что высокие содержания Zr (среднее 192 г/т), FeO (14,8%) и низкие – Ni (96 г/т) в дайках Садбери свидетельствуют о небольшой степени плавления мантии (5–10%) на больших глубинах (100–125 км) с 50-процентным фракционированием оливина [22]. Надо отметить, что дайки роя Маккензи по этим средним параметрам имеют сходство с дайками роя Садбери (Zr – 146 г/т, FeO – 13%,



**Рис. 3.** Схема строения среднепротерозойских гигантских радиальных роев даек долеритов Маккензи и Садбери (по [25] с дополнениями)

1 – поле базальтов Коппермайн Ривер; 2 – дайки; 3 – граница центрального снопа даек роя Маккензи (ограничение зоны влияния плюма с центром, обозначенным звездочкой, по [25]); 4 – проекция на земную поверхность площади развития пород высокой плотности на глубинах 100–140 км, по [38]; 5 – границы: а – Канадского щита, б – провинции Грэнвилл. Цифры на схеме: 1, 2 – рои даек Маккензи (1) и Садбери (2)

Ni – 82 г/т [22]). Поэтому можно считать, что глубина магмогенерации для даек роев Маккензи и Садбери была одинаковой.

Несомненный интерес представляют сведения о глубинном строении Канадского щита и, в частности, данные сейсмической томографии, которые позволяют увязать некоторые глубинные неоднородности литосферы с роями даек Маккензи и Садбери [38]. Видно (см. рис. 3), что относительно плотные (наиболее высокоскоростные) слои мантии, располагаясь на глубине около 140 км,

вытягиваются в виде полос, которые (в проекции на земную поверхность) большей частью совпадают с очертаниями этих роев даек. Исключение составляют две полосы, которые проецируются на области развития платформенного чехла: синеклизу Гудзонова залива и перикратонный прогиб Великих Равнин. Кроме этого, выделяется широкая северо-восточная аномальная полоса провинции Сьюпириор, которая совпадает с простиранием протяженной (900 км) среднепротерозойской (1141 млн. лет) долеритовой дайки Абитибь (Abitibi-

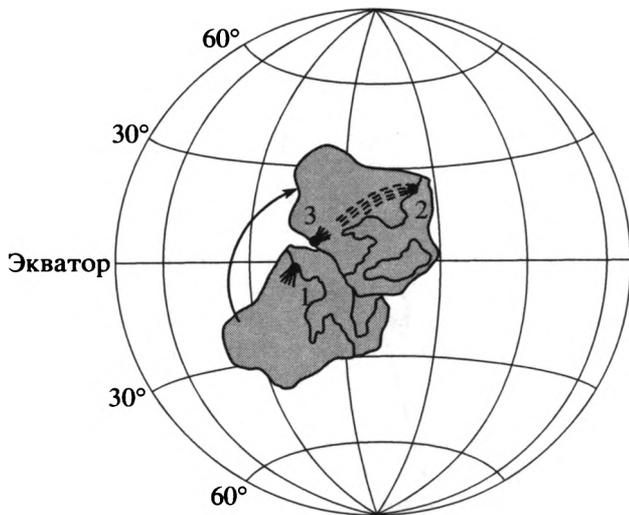
bi) и сопутствующими ей менее протяженными дайками [25, 28]. Формирование высокоплотных пород, слагающих аномальные полосы, объясняется охлаждением очень высокотемпературных мантийных расплавов, связанных с плюмами, а также скупиванием высокопластичной литосферы в плито-тектонических процессах [38]. Более детальные телесейсмические исследования были проведены в провинции Слейв [20], где количество даек на единицу площади наиболее высокое. Эта древнейшая провинция Канадского щита, со средней мощностью коры 38 км и литосферы 250–300 км, в интервале глубин от 100 до 150 км подстилается слоем наибольших скоростей сейсмических волн. Важным представляется вывод о том, что в пределах провинции Слейв не удалось установить следов влияния плюма Маккензи. Это объясняется движениями Северо-Американской плиты, в том числе и современными [20].

Действительно, перемещение континента Лаврентии подтверждается данными о положении ключевых палеополюсов роев долеритовых даек Маккензи и Садбери. Эти полюсы располагаются вблизи экватора на широтах  $+4$  и  $-3^\circ$  соответственно [21]. Если брать в расчет современные координаты перемещенных центров мантийных плюмов, то окажется, что центр плюма Маккензи располагался южнее экватора на широте  $-0.74 \pm 9^\circ$ , а плюма Садбери – севернее, на широте  $16 \pm 6^\circ$ . Из этого видно, что центры мантийных плюмов, с которыми генетически связаны оба роя долеритовых даек, располагались в разных местах, но в пределах субэкваториального “горячего пояса” Земли. Этот вывод о связи долеритовых даек Маккензи и Садбери с разными мантийными источниками подтверждается геохимическими характеристиками этих даек, о чем говорилось выше.

Гигантские размеры тектоно-магматической системы роев даек Маккензи и Садбери создают проблему механизма ее образования [33]. Один из вариантов тектонической природы этих роев предполагает их связь с процессами, сопровождавшими раскрытие гипотетических океанов Посейдон (Poseidon Ocean) и Садбери (Sudbery Ocean), которые располагались соответственно на севере и юге Канадского щита (в современных координатах) [27]. При этом подчеркивается очень быстрый (в течение нескольких млн. лет) процесс движения магмы на ранней стадии спрединга в сторону от магматических центров и мест раскрытия указанных рифтогенных структур. Другой вариант формирования гигантского роя даек Маккензи основан на механизме внедрения магмы из расплавных резервуаров, связанных с мантийным апвеллингом, одновременным с внутриплитным компрессионным стрессом и надвигами на северо-западе континента Лаврентии (море

Бофорта). Формирование роя даек Садбери в поясе Гренвилл связывают с коллизией Лаврентии и неизвестного суперконтинента [33].

Предлагаемая альтернативная модель формирования тектоно-магматической системы Маккензи – Садбери учитывает ряд рассматриваемых факторов, которые перечисляются ниже, вне степени их значимости. Среди них отметим относительно быстрый процесс ее образования в интервале от 1267 до 1235 млн. лет. При разнице в 32 млн. лет и расстоянии между магматическими центрами около 2500 км средняя встречная скорость продвижения роев от предполагаемых центров составит около 80 км/млн. лет, или 8 см/год. Другой фактор, который необходимо учитывать при реконструкции механизма формирования этих роев, это отсутствие признаков контаминации, что может быть связано не только с большой скоростью продвижения магмы, но и непосредственной связью последовательно внедрявшихся даек с одним и тем же магматическим центром или горячей точкой. Для роев Маккензи и Садбери эти центры, располагавшиеся в субэкваториальном поясе, находились на разных широтах. Третий фактор – это особенности строения гигантского роя даек Маккензи, который во всех его частях испытывает левосторонний изгиб (если двигаться из центра зарождения роя к его периферии). Такая геометрия пояса даек противоречит правилу действия силы Кориолиса, которое было приведено выше. Отметим, что конфигурация большей части полос глубинных плотностных аномалий также конформна дугообразной структуре роев даек Маккензи и Садбери, что позволяет говорить об их парагенетической связи. Это подкрепляется мнением о природе этих аномалий, связанных с процессами высокотемпературного выплавления мантийных расплавов и их последующего охлаждения в зонах тектонического скупивания [38]. Поскольку эти аномалии располагаются на глубине предполагаемого уровня магмогенерации (100–150 км), то их действительно можно рассматривать как глубинные каналы (астенолинзы), в которых зарождались родоначальные магмы, а также вмещались промежуточные магматические очаги долеритов роев Маккензи и Садбери. Последующее тектоническое скупивание в этих каналах, как и в случае с Хатангским роем, можно связать с глубинным сдвиговым стрессом, который мог сопровождаться гипербарическим метаморфизмом как продуктов плавления, так и респитового материала [6]. Это и отразилось на плотностных характеристиках пород глубинных аномальных зон, которые, таким образом, можно рассматривать как отражение консолидированных высокотемпературных расплавных потоков геологического прошлого (протоастеносфера).



**Рис. 4.** Перемещение континента Лаврентии в среднем протерозое (по [21] с изменениями и дополнениями)

Цифры на схеме: 1 – начальное положение центра плюма Маккензи с полем базальтов и снопом даек (след центра); 2 – конечное положение перемещенного следа центра плюма Маккензи и рой даек, трассирующих перемещение континента над горячей точкой; 3 – центр плюма Садбери с радиальным роем даек. Стрелка – указатель направления движения континента и его разворота

Опираясь на все перечисленные факторы и предположения, можно выдвинуть вполне реальный вариант образования гигантского радиального роа даек Маккензи. Этот рой, равно как и соответствующие ему глубинные плотностные аномалии, трассируют перемещение литосферной плиты с континентом Лаврентия над относительно неподвижной горячей точкой Маккензи (см. 1 на рис. 4). Дрейф осуществлялся по направлению с юга на север со средней скоростью 8 см/год с правосторонним разворотом плиты под действием силы Кориолиса. При этом произошел срыв верхней части литосферы с корней горячей точки и перемещение ее следа (поле базальтов Коппермайн Ривер и начальный сноп даек провинции Слэйв) к северу (см. 2 на рис. 4), что подтверждается данными сейсмической томографии. Завершился процесс формирования всей среднепротерозойской тектоно-магматической системы через 32 млн. лет внедрением даек роа Садбери (см. 3 на рис. 4), связанных с новой горячей точкой, когда след центра плюма Маккензи был перемещен в более высокие широты. Несмотря на небольшие размеры роа даек Садбери, виден его правосторонний изгиб, что вполне соответствует правилу действия силы Кориолиса. Поэтому здесь формирование структуры роа могло быть связано с механизмом проагации разломов и даек в направлении с юга на север на небольшое расстояние. Та-

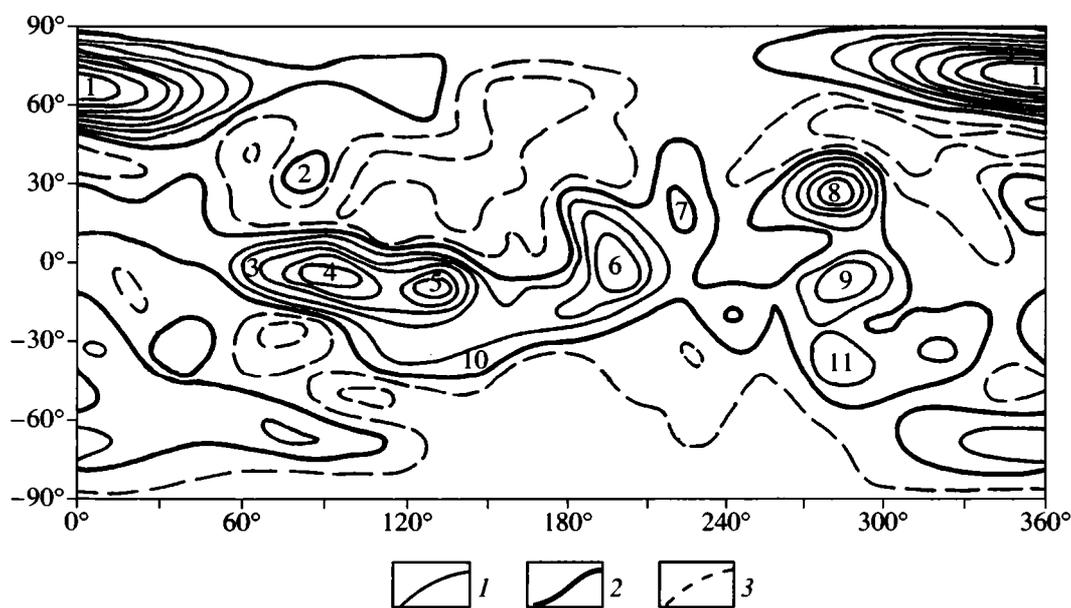
ким образом, гигантский радиальный рой даек Маккензи можно рассматривать в качестве индикатора, трассирующего путь схождения литосферных плит в ходе формирования будущего позднепротерозойского суперконтинента Родиния [20].

Сравнительный анализ тектоники и глубинного строения разновозрастных гигантских радиальных роа мафических даек Сибири и Канадского щита позволяет наметить некоторые черты сходства и различия между ними. Как те, так и другие связаны с мантийными плюмами, субэкваториальное положение которых определялось действием центробежной силы. Эти тектоно-магматические системы, независимо от возраста, совмещаются с конформными им глубинными плотностными аномалиями, которые располагаются на разных уровнях, но рассматриваются как отражение относительно мощных и широких каналов высокотемпературного плавления мантии (астенолинз), локализации промежуточных магматических очагов, а также последующих процессов сдвигового стресса, связанного с ним гипербарического метаморфизма и последующей консолидации. Иными словами, эти аномалии находятся в прямой парагенетической связи с роама мафических даек и испытывают общий структурный изгиб под действием силы Кориолиса. Вместе с тем именно здесь и вскрывается основное различие между позднеархейским Хатангским роа и среднепротерозойской системой даек Маккензи и Садбери. Так, если строение Хатангского роа в целом согласуется с правилом действия силы Кориолиса на субширотное продвижение (проагацию) глубинного тектонического потока, то геометрия роа даек Маккензи отражает механизм субмеридионального дрейфа и правостороннего разворота континента Лаврентия над относительно неподвижной горячей точкой. Отметим, что в первом случае проагация “сшивающего” позднеархейского роа мафических даек проходила в условиях тектоники “мягких” миниплит и высокого положения астеносферы. Внедрение среднепротерозойских даек осуществлялось в режиме, приближенном к полномасштабной и зрелой континентальной коре и более глубоком уровне астеносферы. Не исключено, что эта разница в глубине залегания астеносферного слоя, который в ходе эволюции Земли мигрировал на все более глубокие уровни [5], и предопределила неодинаковые механизмы формирования позднеархейского и среднепротерозойских гигантских радиальных роа мафических даек, кинематика которых была тесно связана с одной и той же составляющей ротационного фактора – силой Кориолиса.

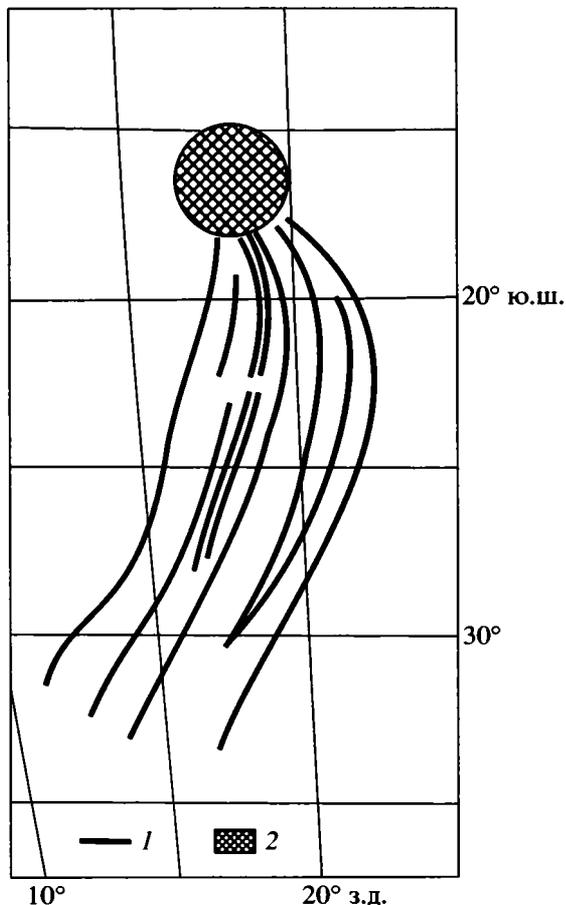
### РОТАЦИОННЫЙ ФАКТОР И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ПЛАНЕТОЛОГИИ

Ниже речь пойдет о Венере, которая, как известно, из всех планет земной группы наиболее близка к Земле по линейному радиусу, площади поверхности, массе, плотности, ускорению силы тяжести [41]. В то же время Венера относится к одной из загадочных планет земной группы. Она обладает чрезвычайно медленным обратным осевым вращением с периодом 243 суток и сильным наклоном экватора к плоскости орбиты, равным 177° (сравните с 24° у Земли и Марса). Однако специальные расчеты показали, что когда-то период вращения молодой Венеры мог достигать 10 часов [9]. Считают, что замедление скорости вращения Венеры было обусловлено приливным трением (солнечные приливы) или давней потерей спутника [9, 41]. Таким спутником мог быть и Меркурий [1, 39]. Вывод о большей скорости осевого вращения Венеры по сравнению с современной имеет принципиально важное значение, так как является дополнительным, ранее не упоминавшимся, фактором для обоснования выделения на этой планете субэкваториального пояса мантийных плюмов [7]. Напомним, что для выделения этого пояса были использованы материалы дешифрирования глобального фотоизображения Венеры, результаты анализа всех карт, составленных по материалам дистанционного зондирования планеты (топография, аномалии геоида, статистика размещения 250 крупных вулканов,

различных по размеру кольцевых структур). По единодушному мнению большинства ученых, центры вулканизма, венцы и супервенцы являются производными мантийных плюмов и горячих точек единой зоны апвеллинга Венеры. Субэкваториальное положение этой гипсометрически возвышенной зоны (рис. 5) не вызывает сомнения в том, что ее формирование было связано с центробежной силой, особенно энергичной на самых ранних этапах эволюции планеты. Однако и здесь существует одна загадка. Это Земля Иштар (Ishtar Terra) – крупнейшая вулкано-тектоническая структура, расположенная вне субэкваториального пояса, в высоких (60–80°) широтах (см. рис. 5). Отметим при этом, что вся циркумполярная область Венеры, в состав которой входит Земля Иштар, отличается гетерогенным строением, которое было обусловлено сложными эндогенными и экзогенными процессами. [1, 2, 4, 13, 15, 31, 41]. На некоторых особенностях тектоники Земли Иштар мы остановимся позже. Здесь же подчеркнем, что среди факторов, влиявших на тектоническую эволюцию гетерогенной циркумполярной области Венеры и объясняющих глобальный характер ее деформаций (крупномасштабная конвекция недр и изменение общего объема планеты), выделяется важная роль “ротационных сил, вызываемых изменениями в характере вращения планеты. Очень медленное ретроградное вращение Венеры вокруг ее оси, циркумполярная широтная зональность глобальной физиогеографии Венеры..., а также совпадение широтных зон макси-



**Рис. 5.** Топография Венеры в цилиндрической проекции (сечение через 0.5 км) [32]  
 1–3 – горизонтали: 1 – положительные; 2 – нулевые; 3 – отрицательные. Цифрами обозначены положительные структуры: 1 – Земля Иштар, 2 – Теллас, 3–7 – поднятия Земли Афродиты (3 – Гестия, 4 – Овды, 5 – Фетиды, 6 – Атлы, 7 – Ульфун), 8 – Бета, 9 – Фебы, 10 – Артемиды, 11 – Фетиды



**Рис. 6.** Схема строения роя даек, ассоциирующихся с кольцевой вулканической структурой на востоке района Альфа на Венере (по [35]). Масштаб: 1° широты – 105 км

1 – дайки; 2 – кольцевая вулканическая структура

мумов тектонической активности Венеры с теоретическими предсказаниями, опирающимися на ротационную гипотезу, дают основание для серьезной проработки этого подхода” [2, с. 7].

Все это позволяет поставить и другие вопросы, связанные с ротационным фактором, который мог оказать влияние на ход тектонической эволюции Венеры. Например, возникает вопрос, который поднимался и ранее [2, 3]: не обладала ли Венера в далеком прошлом не только высокой скоростью осевого вращения, но и проградным его направлением? Если это так, то что могло послужить причиной изменения направления вращения, скорости и наклона экватора к плоскости орбиты?

Индикатором для определения направления вращения Венеры на ранних этапах ее эндогенной активности могут служить гигантские радиальные рои даек и разломов, которые тесно связаны с центрами магматической активности. Геометрическая форма таких структур должна

указывать и на направление как силы Кориолиса, так и, соответственно этому, вращения планеты (согласно теоретической и природной моделям формирования структур подобного типа на Земле и Марсе).

Рассмотрим особенности строения гигантского роя даек и радиальных систем разломов на примере двух районов Венеры, расположенных примерно на одной меридиональной полосе с Землей Иштар, но значительно южнее ее, в пределах субэкваториального пояса мантийных плюмов.

Первый район – это восточный фланг области Альфа (Alpha Regio), которая находится чуть южнее экватора на широтах 25–35° и в меридиональной полосе 10–25° в.д. Здесь локализуется гигантский рой даек, который отчетливо, вплоть до деталей, виден на радиолокационных снимках КА “Магеллан” (рис. 6). Этот рой ассоциирует с большим кольцевым вулканическим центром диаметром около 350 км и высотой до 6051.6 м [35]. Эта структурная ассоциация обнаруживает поразительное сходство с радиальными роями даек на Марсе и докембрийскими роями даек Земли (см. рис. 1–3). Максимальная длина даек, которые берут начало от южного края вулканического центра, 1790 км. Ширина роя в его начале равна 210 км, а в конце – 530 км. Он состоит из почти сплошных даек, которые простираются к югу, испытывая при этом изгиб к западу, то есть в правую сторону по направлению движения от вулканического центра. Таким образом, рассмотренный выше гигантский рой даек области Альфа имеет такую конфигурацию, как если бы Венера имела прямое вращение, подобно Земле и Марсу.

Второй объект располагается в более высоких широтах, в 4500 км к северу от области Альфа в районе поднятия Эстла (Eistla Regio) [30] (рис. 7). Здесь наблюдается заметное усложнение структуры радиальных систем разломов и, возможно, даек, связанных с центрами магматической активности. Радиальные системы разломов структурно связаны с двумя щитовыми вулканами: Гула (Gula Mons) диаметром 300 км и высотой до 2.5 км и Сиф (Sif Mons) диаметром 250 км и высотой 1.5 км. Расстояние между этими вулканами, находящимися примерно на одной параллели, около 700 км. По направлению к северу и северо-западу от центрального кратера вулкана Гула в 450 и 300 км, соответственно, расположены две короны диаметром до 250 км. В поле влияния этого вулканического сооружения развиты как кольцевые разломы, которые сконцентрированы вокруг этих корон, так и радиальные разломы. Среди последних отчетливо выделяются четыре системы сближенных дугообразно изгибающихся линеаментов, которые простираются в юго-восточном и юго-западном, а также в северо-западном и реже северо-восточном направлениях от

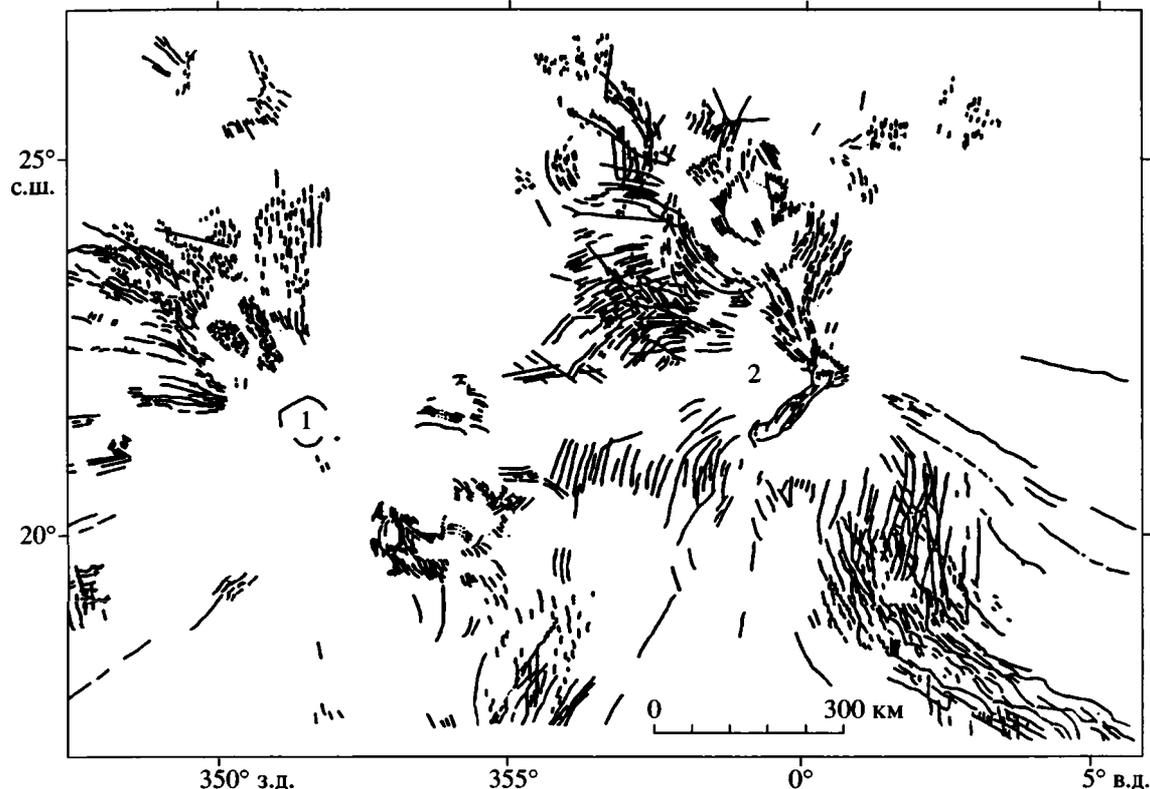


Рис. 7. Структурная карта района Эстла на Венере (по [30] с упрощениями)  
 Наименование кольцевых вулканических структур: 1 – Сиф, 2 – Гула. (Остальные пояснения см. в тексте)

вулканического центра Гула. Некоторые из этих сближенных систем разломов рассматриваются как зоны растяжения (рифтогенеза) протяженностью до 600 км [30]. Радиальные системы трещин и разломов горы Гула и их значительные размеры указывают на то, что они формировались в ходе регионального подъема этого района и оставались активными на протяжении всего этапа его развития. Концентрические системы трещин могли возникнуть в результате обрушения части вулканической постройки или других деформаций центрального типа [30]. Развитие радиальной системы разломов, имеющих четыре главных направления по отношению к вулканическому центру, является, скорее всего, следствием изменения во времени горизонтальных полей напряжения. Можно думать, что эти изменения были связаны с переходом направления осевого вращения Венеры от прямого к обратному. В первом случае развивались сближенные рои разломов юго-западного и северо-восточного направлений, следующих от вулканического центра к его периферии вправо, а во втором – северо-западного и юго-восточного направлений, следующих от этого центра влево. Такая интерпретация более всего соответствует теоретической и природной моделям влияния силы Кориолиса на форму протяженных линейных

тектоно-магматических систем, развивающихся по механизму пропации.

Для вулканического центра Сиф характерна принципиально другая картина структурного рисунка радиальной системы разломов. Здесь, в его северо-западном секторе, развит широкий веер разломов шириной до 200 км в начале и более чем 600 км – в конце. Длина этого веера – 300–450 км. По краям веера располагаются суброи, ориентированные в широтном и меридиональном направлениях. Центральную часть веера образует широкий пучок разломов, плавно изгибающихся влево по ходу движения от начала веера к его окончанию или от центра к периферии зоны влияния вулкана Сиф. Этот вулкан моложе вулкана Гула. Его лавовые потоки, выраженные на радарных снимках более ярко, чем потоки Гула, перекрывают последние. Северо-западная система разломов вулкана Сиф и подобные разломы вулкана Гула имеют одинаковое происхождение, за счет раннего поднятия и продолжительной активности при одном и том же направлении стресса, схожего с направлением стресса для разломов вулкана Гула юго-восточного простирания [30]. Такое направление, как отмечено выше, могло быть связано с действием силы Кориолиса при условии обратного осевого вращения Венеры.

Можно думать, что все многообразие структурного рисунка радиальных разломов, развитых в пределах вулканических поднятий Гула и Сиф района Эстла, было обусловлено воздействием силы Кориолиса на эти длительно развивающиеся тектонические системы, в условиях как прямого, так и обратного осевого вращения Венеры. Только в области влияния вулкана Гула проявились разломы, направление которых связано с двумя противоположными режимами вращения, тогда как с более поздним вулканом Сиф – разломы, ориентированные согласно силе Кориолиса, действующей только при обратном осевом вращении планеты.

К северу от поднятия Этлы расположена Земля Иштар, речь о которой уже шла выше. Земля Иштар вытянута с востока на запад на 4500 км. Она характеризуется тектонической и геоморфологической неоднородностью [1, 13, 15, 31]. В ее пределах и в окрестностях развиты куполовидные поднятия, вулканические постройки, тектонические пояса и гряды, окаймляющие депрессии, а также гигантские структуры тессер (tessera). На ее западном фланге расположено плато Лакшми (Lakshmi Planum), которое возвышается над средним уровнем Венеры на 2–4 км и обрамляется высокогорными сооружениями. Это плато характеризуется субширотной асимметрией и всеми признаками перемещения вулканической активности с востока на запад. Все, кто занимался вопросами тектоники этого региона, связывают формирование его структур с горизонтальными движениями материала верхней коры под воздействием соответствующих астеносферных потоков в условиях изменения полей горизонтальных напряжений, которые могут быть обусловлены ротационными силами и их направлением. Существуют два альтернативных представления об эволюции структуры Земли Иштар и ее окрестностей. Одна из них основана на модели дивергенции, когда мантийные потоки были направлены от центра плато Лакшми в сторону горных сооружений [2]. По другой модели формирование структуры Земли Иштар и ее окружения было связано с центростремительным направлением мантийных потоков [31]. Эта модель основана на анализе гравитационной аномалии, которая имеет такие же удлиненные очертания, как и Земля Иштар. Гравитационные данные показывают значительное (до  $130 \pm 40$  км) утолщение мантии этого региона за счет скопления реститового материала, а также нижней коры (25–70 км). Наибольшая мощность нижней коры достигается под горными сооружениями Максвелла (Maxwell Montes) и Акна (Akna Montes), которые расположены в восточном и северо-западном обрамлении плато Лакшми.

Таким образом, на примере структур одной субмеридиональной зоны Венеры можно видеть, что в южных широтах сохранились гигантские

рои даек, которые формировались в режиме тектоники плюмов при условиях прямого осевого вращения планеты (район Альфа). В 4500 км к северу, в районе Этла, развиты более гетерогенные гигантские системы радиальных разломов, геометрия которых свидетельствует, вероятно, о быстрой смене направления горизонтальных полей напряжения, которые отражают и соответствующее изменение ротационного режима: от прямого осевого вращения планеты – к обратному. Еще севернее, в 3500 км от района Этла, располагается гетерогенная циркумполярная область Венеры с Землей Иштар. Эта структура формировалась далеко за пределами субэкваториального пояса мантийных плюмов в специфических геодинамических условиях сочетания локального вертикального подъема мантийного вещества и крупных горизонтальных перемещений верхней коры, с которыми, в частности, связано формирование таких специфических структур, как тессеры [1, 13, 15]. Такие горизонтальные сдвиги в циркумполярной области, где влияние сил Кориолиса минимально, могли произойти только при чрезвычайно быстрой смене полей горизонтальных напряжений в условиях изменения направления осевого вращения Венеры, что предполагалось ранее [2] и доказывается путем анализа структур радиальных гигантских роев даек и разломов.

Что же могло послужить причиной такой резкой смены направления осевого вращения Венеры? Выше упоминалось, что это явление связывают как с воздействием приливного трения (солнечные приливы), так и с давней потерей спутника [1, 9, 39, 41]. Вместе с тем нельзя полностью исключить сочетание этих факторов с сильным внешним воздействием [3, 34] или импактным событием: столкновением Венеры с крупным астероидом. Например, подобная версия предполагается в случае с Ураном, который, как и Венера, имеет обратное направление осевого вращения с сильным наклоном оси ( $98^\circ$ ) [41]. Приведенные выше данные о зональной (с юга на север) смене горизонтальных напряжений говорят о том, что место удара надо искать в северной области Венеры, то есть там, где теперь располагается Земля Иштар с косвенными признаками ударного происхождения. К таким признакам можно отнести крупномасштабное точечное (в размерах планеты) плавление мантии, которое отражено не только в соответствующих проявлениях вулканизма, но и в аномалии глубинного строения. Это может объяснить и положение Земли Иштар вне пределов субэкваториальной зоны мантийного апвеллинга, связанного с действием центробежной силы, а также морфологию этой узкой возвышенной области, вытянутой в виде борозды или своеобразного шрама с востока на запад в направлении движения вулканической активности (см. рис. 5). Все это может быть результатом ка-

сательного удара, направленного с востока на запад. Этот удар привел не только к глубокому возбуждению недр Венеры и формированию Земли Иштар за счет концентрированного массового плавления мантии, но и к смене направления осевого вращения планеты, наклона ее оси и другим структурным аномалиям.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование свидетельствует о существенном влиянии сил осевого вращения Земли и планет земной группы на пространственное положение и структуру гигантских радиальных роев мафических даек и систем разломов докембрия, связанных с мантийными плюмами. Если субэкваториальное размещение мантийных плюмов подчинялось центробежной силе вращения, то структура таких тектоно-магматических систем и связанных с ними глубинных неоднородностей формировалась под воздействием силы Кориолиса. Эта сила оказывала влияние на структуру радиальных роев и систем разломов только в условиях движущихся масс. Это была либо пропация глубинных термофлюидных потоков и связанных с ними поясов даек, направленная в сторону от центра мантийного плюма, либо перемещение литосферных плит над горячими точками. Рассмотренные выше примеры указывают на то, что эти механизмы последовательно осуществлялись сначала в условиях сочетания тектоники плюмов с геодинамическим режимом позднеархейской мультиплитной тектоники, а затем и полномасштабной тектоники плит позднего протерозоя.

Анализ особенностей строения гигантских роев даек и радиальных систем разломов Венеры, которая имеет обратное осевое вращение, позволяет поддержать ранее высказанную гипотезу о некогда прямом вращении этой планеты [2], которая могла изменить направление осевого вращения под действием различных причин, в том числе и импактного события.

Влияния ротационного фактора на ход геотектонических процессов, протекавших на Земле (так же, как на Марсе и Венере), не исчерпывается приведенными примерами. Они демонстрируют только часть геотектонических следствий, связанных с этим фактором, который необходимо учитывать при палеотектонических реконструкциях, опирающихся на представления о необратимом развитии Земли и планет земной группы.

*Благодарности.* Автор искренне признателен академику В.Е. Хаину и члену-корреспонденту РАН Ю.Н. Авсюку за тщательный анализ работы и полезные критические замечания, а также С.А. Паланджяну, Д.В. Коваленко, М.Д. Самсонову, Л.Ф. Сергачевой и К.Г. Чешихиной за помощь в работе над статьей, подготовленной при финансовой поддержке РФФИ, проект 04-05-64554.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Базилевский А.Т.* Строение центральной и восточной части земли Иштар и некоторые проблемы тектоники Венеры // *Геотектоника*. 1986. № 4. С. 42–52.
2. *Базилевский А.Т.* О тектонике Венеры // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1990. Т. 65. Вып. 2. С. 3–14.
3. *Баренбаум А.А.* Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС, 2002. 394 с.
4. *Барсуков В.Л., Суханов А.Л., Аким А.Л. и др.* Геолого-геоморфологическая характеристика северного полушария Венеры // *Геотектоника*. 1986. № 4. С. 4–25.
5. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* Горячий пояс ранней Земли и современная глубинная геодинамика по данным сейсмической томографии // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39. № 1. С. 3–10.
6. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* Рои мафических даек архея как индикаторы особенностей плюм-тектонического режима ранней Земли (на примере Сибирской платформы) // *Геотектоника*. 2003. № 2. С. 57–74.
7. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // *Геотектоника*. 1994. № 6. С. 3–15.
8. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал "ГЕО", 2001. 409 с.
9. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
10. *Кесарев В.В.* Движущие силы развития Земли и планет. Л.: Недра, 1967. 152 с.
11. *Куликов К.А.* Вращение Земли. М.: Недра, 1985. 159 с.
12. *Лобковский Л.И.* Геодинамика реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы и концепция двухъярусной тектоники плит // *Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования*. М.: Наука, 1990. С. 27–42.
13. *Марков М.С.* Структурные ансамбли северного пояса деформаций на Венере и возможные механизмы их образования // *Геотектоника*. 1986. № 4. С. 77–87.
14. *Михайлов А.А.* Земля и ее вращение. М.: Наука, 1984. 80 с.
15. *Пронин А.А.* Строение плато Лакшми как свидетельство горизонтальных астеносферных потоков на Венере // *Геотектоника*. 1986. № 4. С. 26–41.
16. *Розен О.М., Сычкина О.Ф.* Дайки субщелочных метабазитов в архейском гранулитовом комплексе Анабарского щита // *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 312. № 1. С. 192–196.
17. *Саврасов Д.И.* Палеомагнитные исследования на кристаллических породах Анабарского щита // *Геология и геофизика*. 1990. № 1. С. 94–104.
18. *Хаин В.Е.* Глобальная динамика на пороге нового века // *Геотектоника*. 2002. № 4. С. 3–13.
19. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.

20. *Bank C.-G., Bostock M.G., Ellis R.M., Cassidy I.E.* A reconnaissance teleseismic study of the upper mantle and transition zone beneath the Archean Slave craton in NW Canada // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 319. P. 151–166.
21. *Buchan K.L., Ernst R.E., Hamilton M.A., Mertanen S., Personen L.I., Elming S.-A.* Rodinia: the evidence from integrated palaeomagnetism and U-Pb geochronology // *Precam. Res.* 2001. Vol. 110. P. 9–32.
22. *Condie K.C., Bobrow D.J., Card K.D.* Geochemistry of Precambrian Mafic Dykes from the Southern Superior Province of the Canadian Shield // *Mafic Dyke swarms*. Geol. Assoc. of Canada. 1987. Spec. Paper 34. P. 95–108.
23. *Ernst R.E., Baragar W.R.A.* Evidence from magnetic fabric for the flow pattern in the Mackenzie giant radiating dyke Swarm // *Nature*. 1992. № 356. P. 511–513.
24. *Ernst R.E., Buchan R.L.* Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // *J. Geodyn.* 2002. Vol. 34. P. 309–342.
25. *Ernst R.E., Grosfils E.B., Mége D.* Giant Dike Swarms: Earth, Venus and Mars // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2001. Vol. 29. P. 489–534.
26. *Ernst R.E., Head J.W., Parfitt E., Grosfils E., Wilson L.* Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus // *Earth Science Reviews*. 1995. № 1. P. 1–58.
27. *Fahrig W.F.* The Tectonic Setting of Continental Mafic Dyke Swarms: Failed Arm and Early Passive Margin // *Mafic dyke swarms*. Geol. Assoc. of Canada. 1987. Spec. Paper 34. P. 331–348.
28. *Fahrig W.F., West T.D.* Diabase dyke swarms of the Canadian Shield. Map 1627A // *Geological Survey of Canada*, 1986.
29. *Gibson I.L., Sinha M.N., Fahrig W.F.* The Geochemistry of the Mackenzie Dyke Swarm, Canada // *Mafic dyke swarms*. Geol. Assoc. of Canada. 1987. Spec. Paper. 34. P. 109–121.
30. *Grimm R.E., Phillips R.J.* Anatomy of a Venusian Hot Spot: Geology, and Mantle Dynamics of Eistla Regio // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. № E10. P. 16.035–16.054.
31. *Hansen V.L., Phillips R.J.* Formation of Ishtar Terra, Venus: Surface and graviti constrains // *Geology*. 1995. Vol. 23. № 4. P. 292–296.
32. *Herrick R.R., Phillips R.J.* Geological Correlation With the Interior Density Structure of Venus // *J. Geoph. Res.* 1992. Vol. 97. № E10. P. 16.017–16.034.
33. *Hoffman P.F.* Speculation on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga) // *Creology*. 1989. Vol. 17. № 2. P.135–138.
34. *MacDonald G.J.F.* The internal constitutions of the inner planets and the Moon // *Space Sci. Rev.* 1963. Vol. 2. P. 473–557.
35. *McKenzie D., McKenzie J.M.* Dike Emplacement on Venus and on Earth // *J. Geoph. Res.* 1992. Vol. 97. № E10. P. 16.035–16.054.
36. *Mége D., Masson P.* A plume tectonics model for the Tharris province, Mars // *Planet Space Sci.* 1996. № 44. P. 499–456.
37. *Nielsen T.F.D.* Mafic Dyke swarms in Greenland: a Review // *Mafic Dyke Swarms*. Geol. Assoc. of Canada. 1987. Spec. Paper. 34. P. 349–360.
38. *Van der Lee.* Deep Below North America // *Science*. 2001. Vol. 249. № 5545. P. 94–98.
39. *Van Flandern T.C., Harrington R.A.* A Dinamic investigation of the conjecture the Mercury is an escaped satellite of Venus // *Icarus*. 1976. Vol. 28. № 4. P. 435–440.
40. *Vitiaz V.I., Katterfeld G.N.* Areal and temporal distribution of volcanic and impact formation on Mars // *Modern Geology*. 1989. Vol. 14. P. 189–210.
41. *Whipple F.L.* *Orbiting the Sun. Planets and Sattelites of the Solar Sistem.* Harvard Univer. Press, 1981. 316 p.

*Рецензенты: Ю.Н. Авсюк, В.Е. Хаин*

## The Rotation Factor and Some Problems of Geotectonics and Comparative Planetology

**M. Z. Glukhovskii**

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

**Abstract**—By the examples of giant radiating swarms of Precambrian mafic dikes of the Siberian Platform (the Late Archean Khatanga swarm) and the Canadian Shield (the Middle Proterozoic Mackenzie and Sudbury swarms), it has been shown that the centrifugal and Coriolis forces related to the axial rotation of the Earth exert influence upon the localization and structure of these tectonomagmatic systems. The dike swarms of the Tharsis Rise on Mars are considered to model such effects. The Precambrian giant dike swarms and related mantle plumes developed in the near-equatorial “hot belt” of the early Earth under the influence of centrifugal force. The large size of radiating dike swarms and their localization within this belt testify to the efficiency of the Coriolis force that is responsible for their arcuate structural patterns. These patterns reflect the relationships between the Coriolis force and the formation mechanisms of giant dike swarms as well: the propagation that prevailed during the Late Archean stage of multiplate tectonics and the continental drift above the hot spot at the stage of transition to true plate tectonics (the Middle Proterozoic). The comparative analysis of structural features in giant dike swarms and faults of the Earth, Mars, and Venus confirm the hypothesis of formerly normal axial rotation of these planets and permits explanation of this phenomenon. The study performed presents new opportunities for solving some problems of geotectonics and comparative planetology with consideration for the rotation factor and the ideas of irreversible tectonic evolution of the Earth and other planets of the Earth group.

УДК 551.24(234)

**ГЕОДИНАМИКА СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ ПО ДАННЫМ GPS**

© 2005 г. М. Т. Прилепин, В. И. Шевченко

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, ул. Б. Грузинская, 10*

Поступила в редакцию 19.08.2004 г.

Полученные в настоящее время результаты геодезических измерений (GPS, SLR, VLBI) хорошо согласуются с плейттектоническими реконструкциями глобального масштаба. Но такие же измерения на региональных сетях в средиземноморской части Альпийско-Гималайского подвижного пояса дали результаты, которые противоречат (применительно к этой части пояса) реконструкциям, основанным на плейттектонической концепции. Выяснилось, что ширина пояса не уменьшается, как это подразумевается этой концепцией, а увеличивается. Известно, в то же время, что рассматриваемая часть пояса находится в напряженном состоянии субгоризонтального, вкрест простирания сжатия. Это может быть объяснено только, если допустить, что формирование тектонической структуры подвижного пояса связано с активным увеличением объема слоистых пород – в результате, по-видимому, привноса в них дополнительного минерального вещества восходящими потоками глубинных флюидов.

**ВВЕДЕНИЕ**

Современные методы космической геодезии – лазерная спутниковая дальнометрия (SLR), радиоинтерферометрия на сверхдлинных базах (VLBI) и, в первую очередь, глобальная система спутникового определения местоположения (GPS) находят широкое применение при изучении геодинамики как в глобальном, так и в региональном масштабах. Измерения этими методами позволили определить как скорости горизонтальных движений основных литосферных плит в целом, так и скорости смещений большого количества пунктов в тектонически активных регионах с ошибками существенно меньшими, чем величины самих скоростей. Ранее такие движения можно было только реконструировать косвенным образом – на основе анализа морфологии тектонических структур, возникших в результате этих движений, фацеального анализа отложений, палеомагнитных, палеоклиматических, сейсмологических исследований. Теперь появилась возможность сопоставления различных предположений относительно современных тектонических движений, сделанные в рамках различных геотектонических концепций, с результатами инструментальных измерений.

В настоящее время векторы смещений геодезических пунктов чаще всего представляют в Международной общеземной системе координат ITRF.

**МЕЖДУНАРОДНАЯ ОБЩЕЗЕМНАЯ СИСТЕМА КООРДИНАТ ITRF**

ITRF – это правосторонняя прямоугольная система координат, задаваемая на определенной

эпоху. В качестве начала общеземной системы координат выбран центр масс Земли. Положение вертикальной оси совпадает со средним положением оси вращения Земли на определенную эпоху, которое принято международным сообществом. Одна из горизонтальных осей лежит в плоскости нулевого меридиана, вторая – дополняет систему до правосторонней. При переходе к другой эпохе, характеризующейся другим средним положением оси вращения Земли, вся координатная система в целом может быть развернута на соответствующий угол. Наблюдательный материал для этого предоставляет Международная служба вращения Земли (IERS), непрерывно определяющая положение полюса и скорость вращения Земли с использованием тех же средств космической геодезии VLBI, SLR, GPS.

Существует несколько реализаций системы ITRF. Наиболее точными являются реализации ITRF97 (включает 51 станцию наблюдения) и ITRF2000 (включает около 500 станций наблюдения). ITRF2000 вступила в действие в марте 2001 г. При установлении систем ITRF главный вклад вносят материалы измерительных технологий SLR, VLBI и GPS. Лазерные измерения расстояний до Луны и материалы по системе DORIS входят со значительно меньшим весом.

Система ITRF2000 реализуется в виде каталога координат (на 2000 г.) пунктов наблюдения, отобранных по критериям точности определений и стабильности положения пунктов для создания этой системы. Для тех же пунктов приводятся среднегодовые скорости изменений этих координат. Скорости движения пунктов чаще всего представляют компонентами скорости по широте, долготе и по нормали к принятому для обра-

ботки геодезических измерений референц-эллипсоиду, наилучшим образом вписанному в фигуру геоида. Определяемые в системе ITRF векторы скоростей – это “абсолютные” векторы, направление которых дается относительно сетки геодезических координат, неподвижно закрепленной в теле Земли пунктами ITRF.

Определение положения центра масс, с которым совмещается начало координатной системы, осуществляется по наблюдениям спутников Лагос-1, 2, обращающихся на орбитах высотой около 6000 км. По законам Кеплера спутник обращается вокруг планеты по эллиптической орбите, в одном из фокусов которой находится центр масс планеты. Изменения положения центра масс за период 1993–2003 гг., определенные методом SLR, характеризуются следующими величинами: по экваториальной компоненте  $\pm 0.6$  мм, по полярной –  $\pm 1.8$  мм [50].

Основной вклад в установление ориентировки осей системы координат и сохранение ее долговременной стабильности вносят данные наблюдений VLBI, поскольку в этом случае привязка идет к внегалактическим объектам – квазарам, которые из-за удаленности имеют предельно малые собственные движения и в этом смысле, с точки зрения земного наблюдателя, они ближе всего к понятию абсолютно неподвижных объектов.

Наибольшее количество наблюдательной информации по скоростям как в глобальном, так и региональном плане получено к настоящему времени методом GPS. Такое положение дел сохранится и в будущем. В связи с этим дальнейшие оценки будут касаться только данных по GPS. Отметим лишь, что на современном этапе развития VLBI и SLR обеспечивают несколько более высокую точность, чем GPS.

#### *К оценке точности определения скоростей смещений станций GPS*

Решение задач глобальной геодинамики, как правило, осуществляется измерениями на сети постоянных пунктов, где наблюдения ведутся непрерывно многие годы. При этом на ряде пунктов наблюдения производятся одновременно двумя или даже тремя методами (VLBI, SLR, GPS), что способствует уменьшению влияния систематических ошибок и позволяет надежнее оценить достоверность полученных результатов.

Поскольку наблюдаемые скорости смещений постоянно действующих станций, входящих в глобальные или региональные сети, используются для проверки разного рода геолого-геофизических и геодинамических концепций, необходимо прежде всего оценить точность определения скоростей геодезическими методами. С 1994 г. в рабочую фазу вступила Международная Геодина-

мическая Служба (IGS), задача которой – определение прецизионных координат спутников GPS. С этого года точность определения скоростей смещений пунктов наблюдения возросла по крайней мере в два-три раза [42]. Это обстоятельство надо иметь в виду при анализе материалов, полученных до 1994 г.

Достаточно убедительные данные относительно точности определения годовых скоростей постоянных пунктов, достигнутой в настоящее время, можно получить из анализа материалов реализации системы ITRF в целом по Земле и по ее европейской части. В среднем по сети ITRF из сопоставления двух реализаций ITRF97 и ITRF2000 для ошибки по горизонтальной компоненте получено значение 0.7 мм/год, а по вертикальной компоненте – 1.5 мм/год [56]. По данным анализа Европейской сети постоянных станций, включающей 30 пунктов, найдено [82], что для наиболее стабильных пунктов ошибка горизонтальной компоненты скорости составляет 0.2 мм/год, для других пунктов сети она не превышает 1 мм/год (точность определения вертикальной компоненты не оценивалась).

В большинстве региональных проектов наблюдения на пунктах ведут в определенные периоды времени (эпохи), с интервалами между ними в 2–4 года. Один из наиболее крупных региональных проектов, материалы которого использованы в статье – проект Восточного Средиземноморья, включающий и Кавказ. Он продолжается уже более 15 лет с интервалом между эпохами наблюдений 2 года [22, 37, 75]. Наблюдения, как правило, выполняются непрерывно в течение трех суток в каждую эпоху. Измерения такой длительности позволяют существенно ослабить влияние главных факторов, влияющих на точность – атмосферы, в особенности ее влажностной компоненты, ионосферы и многопутности распространения сигнала (фазовые искажения сигнала из-за воздействия отраженных лучей).

Как правило, результаты обработки материалов наблюдений по региональному проекту представляются в одном из следующих видов: а) “абсолютные” скорости в системе ITRF, б) скорости в системе координат, связанных с той плитой, на которой расположен объект исследований, в) скорости относительно некоторого исходного пункта, который принимается за “неподвижный”. При интерпретации результатов геодезических измерений часто бывает целесообразным использовать “разностные” векторы, которые получают вычитанием из наблюдаемых векторов так называемых референцных векторов, представляющих движение тектонической плиты как жесткой недеформируемой пластины. Для вычисления референцных векторов по материалам постоянных станций GPS на конкретной тектонической плите

определяют Эйлеровы параметры вращения плиты: угловую скорость и координаты полюса Эйлера, а по ним вычисляют референчный вектор для каждого пункта проекта. Разностные векторы, таким образом, напрямую характеризуют деформационное поле изучаемого региона [21].

В проекте для Восточного Средиземноморья – Кавказа материалы представляются относительно Европейской системы координат, закрепленной шестнадцатую отобранными на основе специального анализа стабильными постоянно действующими пунктами GPS [75].

Для оценки точности определения годовых скоростей пунктов в сетях, где наблюдения проводятся эпизодически, нами использованы данные по кавказской части проекта, включающей 22 пункта, наблюдавшихся в эпохи 1994, 1996, 1998, 2000, 2002. Обработка результатов позволяет сделать следующее заключение. В целом по всей сети систематические ошибки годовых скоростей не превышают 0.2 мм/год. За период наблюдений 4–6 лет ошибка определения векторов характеризуется величинами 1–1.2 мм/год, и только для двух пунктов, в стабильности которых есть основание сомневаться, ошибки достигают значения 1.8–2.0 мм/год. Сделанный вывод вполне может быть распространен на все региональные проекты Средиземноморья, поскольку наблюдения выполнялись однотипной аппаратурой, по единой методике.

Таким образом, используемые в дальнейшем наблюдательные данные вполне надежны при решении геодинимических задач, связанных с состоянием и эволюцией деформационного поля и его особенностями для региона в целом и его отдельных участков.

## ГЕОДИНАМИКА СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ И GPS ИЗМЕРЕНИЯ

Имеющиеся к настоящему времени сводки современных скоростей горизонтальных движений основных литосферных плит<sup>1</sup> хорошо согласуются с плейтктоническими реконструкциями гло-

<sup>1</sup> См. например: *Cretaux J.-F., Soudarin L., Cazenave A., Bouile F.* Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № B12. P. 30176–30181.

*Gendt G., Dick G., Sohne W.* GFZ Analysis center of IGS-annual report, 1996 // *International GPS service for geodynamics.* 1997. P. 169–181.

*Larson K.M., Freymueller J.T., Philipsen S.* Global plate velocities from Global Positioning System // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B5. P. 9961–9981.

*Sella F. et al.* REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B4. P. ETG 11 1-32.

SOPAC Refined Velocities (m/yr). Most recent available epoch for each site // <http://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/refinedModelVelocities.cgi>

бального масштаба. Измерения, в частности, подтвердили сближение Евразийской и Африканской-Аравийской литосферных плит (здесь и далее данные о векторах скоростей горизонтальных смещений геодезических пунктов приводятся в Евразийской системе координат) (рис. 1). В этой системе координат смещения геодезических пунктов в пределах Западно-Европейской и Иберийской платформ и Мезийской микроплатформы Евразийской литосферной плиты близки к нулевым [68, 81, 82]. Африканская плита приближается к Евразийской со скоростью  $(5-7) \pm (2-3)$  мм/год [75, 76, 78]. В том же направлении с такой же скоростью перемещаются те участки Африканской плиты, которые вскрываются в южной половине Сицилии и на о-вах Пантеллерия и Лампедуза в Средиземном море [40, 53, 81]. В северо-восточном или восток-северо-восточном направлении ориентированы векторы скоростей геодезических пунктов, расположенных на Апулийском выступе Африканской плиты [40, 80, 81]. Аравийская плита (за восточной рамкой рис. 1) сближается с Евразийской со скоростью  $18 \pm 2$  мм/год, в результате чего происходит выжимание в западном направлении (скорость около 15–24 мм/год [75]) двигающейся по дуге Анатолийской микроплатформы. Однако смещение этой последней не может быть объяснено только северным дрейфом Аравийской плиты [36]. В некоторых случаях величины или направления векторов скоростей горизонтальных смещений отдельных пунктов у разных авторов различаются, но эти различия не столь велики, чтобы сделать невозможной геодинимическую интерпретацию результатов измерений.

Иные результаты были получены в средиземноморской части Альпийско-Гималайского подвижного пояса. Для “основного ствола” [28, 41] этой части пояса характерны осесимметричная историко-геологическая зональность и дивергентная тектоническая структура [2, 4, 16, 26, 28, 41] (рис. 1, 2). Чешуйчатые надвижки и покровы – основные структурные элементы “основного ствола” пояса – располагаются симметрично относительно его оси и наклонены в сторону этой оси. В осевой части рассматриваемого отрезка подвижного пояса находятся неоген-четвертичные наложенные впадины – Альборанско-Балеарская, Тирренская, Паннонская, Эгейская. Для них характерны структуры субгоризонтального растяжения – сбросы, сдвиги, грабены. Далее мы детально, по отдельным сегментам пояса, рассмотрим результаты геодезических измерений в его пределах.

### Альборанский сегмент

В альборанском сегменте подвижного пояса расположены Бетские Кордильеры (Бетиды) Пиренейского полуострова, Гибралтарский перееше-

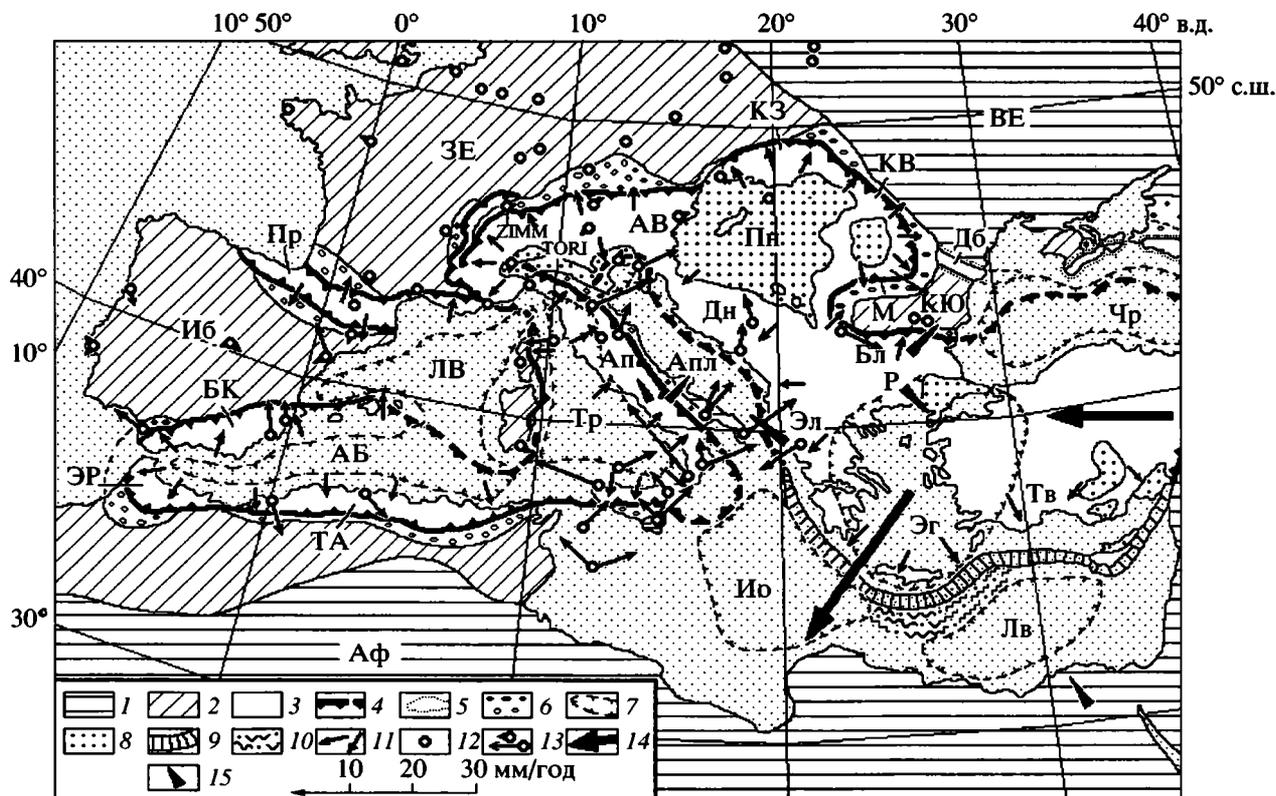


Рис. 1. Современная геодинамика средиземноморской части Альпийско-Гималайского подвижного пояса.

*Тектоническая основа*, по: [2, 4, 13, 14, 16, 26, 28, 41], с некоторыми изменениями и упрощениями

1, 2 – платформы древние (1) и эпипалеозойские (2); 3 – Альпийско-Гималайский подвижный пояс; 4 – внешние границы покровно-надвиговых сооружений “основного ствола” подвижного пояса и Пиренеев; 5 – контуры горных сооружений Добруджи, Горного Крыма и Большого Кавказа; 6 – передовые прогибы; 7, 8 – границы наложенных впадин (7) и обломочные отложения в их пределах (8); 9 – Эллинский глубоководный желоб; 10 – Восточно-Средиземноморский вал; 11 – направления перемещений тектонических покровов и надвигов по геологическим данным

Платформы и их части: Апл – Апулийская, Аф – Африканская, ВЕ – Восточно-Европейская, ЗЕ – Западно-Европейская, ИБ – Иберийская, М – Мезийская. Складчато-надвиговые сооружения: АВ – Альпы Восточные, Ап – Апеннины, БК – Бетские Кордильеры, Бл – Балканиды, Дб – Добруджа, Дн – Динариды; КВ, КЗ, КЮ – Карпаты Восточные, Западные и Южные, Пр – Пиренеи, Р – Родопы, ЭР – Эр-Риф, ТА – Телль-Атлас, Тв – Тавриды, Эл – Эллиниды. Наложённые впадины: АБ – Альборанско-Балеарская, Ио – Ионическая, ЛВ – Лигурийско-Валенсийская, Лв – Левантинская, Пн – Паннонская, Тр – Тирренская, Чр – Черноморская, Эг – Эгейская

*Современные горизонтальные движения в регионе* (в Евразийской системе координат), по: [40, 47, 48, 52, 53, 57, 59, 60, 67, 73, 74, 78, 80, 87]

12 – геодезические пункты GPS; 13–15 – векторы скоростей горизонтальных смещений отдельных (13) и групп (14, 15) геодезических пунктов. TORI, ZIMM – геодезические пункты (пояснения см. в тексте)



Рис. 2. Обобщенный схематический профиль Бетской и Рифской складчатых систем (по М. Дюран-Дельга и Ж.-М. Фонтботе из [28]). На профиле показано положение главных тектонических элементов. Поверхность Мохо гипотетична

ек и сооружения Эр-Рифа и Телль-Атласа (Магрибиды) в Африке. В целом они образуют Бетско-Рифскую дугу [28]. Плоскости надвиговых и покровных дислокаций Бетид и Магрибид наклонены в сторону Альборанской впадины, т.е. к оси подвижного пояса (см. рис. 1, 2). Перемещения по ним, если считать эти дислокации надвигами и покровами, ориентированы центробежно, точнее – осебежно, от оси дуги в сторону смежных платформ. Если же исходить из плейттектонических представлений и реконструкций, то упомянутые дислокации следует рассматривать как осестремительные поддвиги разной амплитуды, сформировавшиеся в результате сближения и столкновения Евразийской и Африканской литосферных плит. Было даже высказано (в рамках такого подхода) предположение о существовании субмеридионально ориентированного слэба, наклоненного на восток (субдуцирует “Атлантическая плита” [72]). Этим объяснялась западная вергентность надвигов гибралтарского отрезка Бетско-Рифской дуги. Ведущая роль надвиговых и покровных дислокаций в тектонической структуре региона свидетельствует о том, что она сформировалась в обстановке преобладания напряжений субгоризонтального сжатия. Это подтверждено результатами изучения механизмов очагов землетрясений региона [45]. В миоцене, одновременно с продолжающимся формированием покровно-надвиговых дислокаций Бетид и Магрибид, в осевой зоне рассматриваемого сегмента подвижного пояса возникла Альборанская впадина, для которой характерны дислокации, свидетельствующие о субгоризонтальном растяжении.

Имеющиеся в пределах Бетских Кордильер геодезические пункты смещаются в СЗ и ССЗ направлениях со скоростями 2, 4 и 5 мм/год [53, 57] (см. рис. 1). В то же время пункты в Телль-Атласе перемещаются в ЮВ и ЮЮВ направлениях со скоростями 5 и 3 мм/год [40]. Имеются данные о том, что смещения в южном направлении зафиксированы и в Эр-Рифе [78]. Это означает, что в настоящее время происходят реальные осебежные перемещения надвигов и покровов, а не осестремительные перемещения поддвигов. В результате этого ширина альборанского сектора подвижного пояса в настоящее время не уменьшается, как это должно было бы быть согласно плейттектонической концепции, а увеличивается.

#### *Тирренский сегмент*

Аналогичная осебежная вергентность тектонических дислокаций выявляется в тирренском сегменте подвижного пояса. В Тирренской впадине распространены сбросы, грабены, указывающие на растяжение. Для надвигово-покровной тектонической структуры Апеннин, представляющей северо-восточное обрамление Тирренской

впадины, характерна северо-восточная вергентность. Современные смещения геодезических пунктов в Апеннинах также направлены на северо-восток, от Тирренской впадины в сторону Апулийского выступа Африканской платформы со скоростью около 5 мм/год [40, 48, 52, 53, 57, 59, 80, 89] (см. рис. 1).

Та часть подвижного пояса, которая обрамляет Тирренскую впадину с запада, доступна наблюдению на небольшой территории на северо-востоке о. Корсика (см. рис. 1). Для нее характерна западная вергентность дислокаций. В этой части подвижного пояса имеется единственный геодезический пункт на о. Эльба. Установлено [48, 53], что пункт смещается в западном направлении, т.е. опять же со стороны впадины в направлении платформенной части Корсики, со скоростью около 4–5 мм/год. Геодезические пункты, расположенные на островах Корсика и Сардиния, которые, кроме упомянутой северо-восточной части Корсики, можно рассматривать как часть Иберийской платформы, отделенную от нее Лигурийско-Валенсийским прогибом, характеризуются практически нулевыми смещениями.

С юга Тирренскую впадину ограничивает о. Сицилия. По аналогии с перечисленными выше данными о центрально- или осебежных современных смещениях, следовало бы ожидать, что пункты в северной части Сицилии, относящейся к подвижному поясу, должны были бы смещаться в южном направлении. Между тем группа пунктов в северной Сицилии, в прилегающей части Калабрии и на о. Устика в Тирренском море смещаются (с большим разбросом по азимуту) в северном направлении [40, 52, 53, 60, 82]. Возможно, что эти пункты располагаются на ретронадвигих. Но более вероятным представляется, что южновергентные смещения надвигов здесь реально происходят. Но одновременно происходит перемещение в северном направлении Африканской литосферной плиты. И, по-видимому, это последнее оказывается более интенсивным и отжимает к северу смежную часть подвижного пояса, подавляя или маскируя тем самым предполагаемые собственные южновергентные смещения надвигов в данном месте.

Кроме того, на нескольких пунктах в осевой части Апеннин выявлены смещения в СЗ направлении, вдоль простираения этого сооружения [40, 53, 89]. Какие-либо объяснения этого нам не известны.

#### *Альпийский сегмент*

Альпы, как и сооружения альборанского и тирренского сегментов Альпийско-Гималайского подвижного пояса, имеют дивергентную тектоническую структуру [20, 28]. Формирование струк-

туры этой части подвижного пояса обычно связывают с латеральным давлением, которое оказывает на пояс Апулийский выступ Африканской платформы, перемещающийся в северном направлении. Южновергентные надвиги и покровы рассматриваются как осестремительные поддвиги, а их надвиговый облик считается “кажущимся” (Р. Трюмпи в [29, рис. 11–4]).

Такое перемещение Апулийского выступа, как уже упоминалось, подтверждается геодезическими измерениями. Однако измерения непосредственно в Альпах [47, 81] показали, что в настоящее время происходит не сужение, а увеличение ширины этого сооружения. Особенно четко это выявлено на стыке Западных и Центральных Альп. Установлено, что линия, соединяющая геодезический пункт ZIMM (район г. Берн в Швейцарии) и TORI (г. Турин в Италии) удлиняется со скоростью 5.2 мм/год [47] (см. рис. 1). Это позволяет считать дивергентные надвиговые и покровные перемещения в Альпах не “кажущимися”, а реальными.

#### *Паннонский сегмент*

Западные, Восточные и Южные Карпаты и Динариды образуют почти замкнутое кольцо вокруг Паннонской впадины (см. рис. 1). Для Карпат и Динариды характерны чешуйчато-надвиговые и покровные тектонические дислокации. Они перемещаются центростремительно от впадины [2, 28, 46].

На территории паннонского сегмента подвижного пояса пока не были проведены (за исключением нескольких пунктов в Динаридах – см. далее) геодезические измерения с использованием современных технологий. Результаты прежних наземных измерений на разрозненных локальных полигонах не дают однозначного ответа на вопрос о геодинамике региона. Есть основания полагать, что обстановки растяжения в Паннонской впадине (сбросы, грабены) и сжатия в ее горном обрамлении (надвиги, покровы), выявленные по геологическим данным, сохраняются вплоть до настоящего времени. Во-первых, во всех тех случаях, когда геодезические измерения (методами триангуляции) позволили установить характер относительных перемещений пунктов в Паннонской впадине и в ее горном обрамлении [24, 25], оказалось, что современные смещения согласуются с теми, которые были выявлены геологическими методами. На территории Западных и Восточных Карпат фиксируется надвигание (относительное) складчато-надвигового сооружения на Предкарпатский прогиб со скоростью 10–30 мм/год. Интенсивность перемещений возрастает в направлении от границы Карпат с Паннонской впадиной в сторону периферических частей этого горного сооружения. Во-вторых, на это указывают результаты деформографических измерений

[12, 25]: “... Внутрикarpатская область ... находится в условиях растяжения земной коры ( $+6.2 \times 10^{-6}$ ), возрастающего к центру Паннонского бассейна. Складчатые Карпаты испытывают сжатие ( $-4.2 \times 10^{-6}$ )” [25, с. 169].

В предлагаемую схему не укладываются смещения двух геодезических пунктов GPS, расположенных в Динаридах [53] (см. рис. 1). Для Динариды характерна юго-западная вергентность, а упомянутые пункты смещаются в северном направлении. Это явление может иметь те же объяснения, которые были предложены для южного обрамления Тирренской впадины.

#### *Эгейский сегмент*

Для Эгейского сегмента подвижного пояса также характерна дивергентная осесимметричная тектоническая структура (см. рис. 1). В осевой части сегмента располагается Эгейская впадина. Она обрамляется на севере Сербско-Македонским и Родопским массивами, а затем сооружениями Балканид, а на западе, юге и юго-востоке – Эллинадами и Эгеидами. В состав Эгеид входит Критская островная дуга. Южнее располагается Эллинский глубоководный желоб, а затем Восточно-Средиземноморский вал.

Для Эгейской впадины характерны дислокации, связанные с субгоризонтальным растяжением – сдвиги, сбросы, грабены (их возраст – середина миоцена – четвертичный период), а также землетрясения со сбросовыми механизмами [13, 39, 54, 69, 73, 74, 84, 88]. В Балканидах ведущую роль играют северовергентные, а в Эллинадах и Эгеидах – южновергентные в общем (вкрест простираемая образуемой ими дуги) надвиги и покровы, которым соответствуют землетрясения с механизмами сжатия [2, 4, 8, 19, 28, 43, 67, 72, 84, 85, 88]. Геологические данные свидетельствуют о том, что формирование этих дислокаций происходило в интервале времени от поздней юры – раннего мела до плицена включительно [2, 28, 46].

Геодезические измерения, проведенных в этом регионе [40, 52, 53, 75], показали, что многочисленные пункты, расположенные на островах Эгейского моря и на смежных территориях Турции и Греции (т.е. в приосевой и южной зонах пояса), перемещаются в общем в ЮЮЗ направлении, т.е. удаляются от Евразийской плиты, со скоростями до  $30 \pm 2$  мм/год. При этом пункты, расположенные в юго-восточной части Эгейского моря, перемещаются со скоростью до 40 мм/год. Геодезические пункты в Эллинадах смещаются в ЗЮЗ и СЗ направлениях, в сторону Апулийского выступа Африканской платформы со скоростями 4–9 мм/год. Векторы скоростей в этой части пояса, таким образом, ориентированы веерообраз-

но – так же, как и направления смещений надвигов и покровов.

Геодезические пункты, расположенные в широтных Балканидах, смещаются относительно Евразийской плиты в СВ направлении, в сторону Мезийской микроплиты со скоростями  $(2.9-3.1) \pm 1.1$  мм/год [68]. Это, таким образом, свидетельствуют о том, что отмеченные здесь по геологическим данным движения по севервергентным надвигам (вероятно, сдвиго-надвигам) продолжаются и в настоящее время.

Кроме того, в пределах Родопского массива древних метаморфических пород выявлены устойчивые смещения пунктов в юго-восточном направлении со скоростями  $(2.5-3.9) \pm (1.0-1.1)$  мм/год [68, 75] (см. рис. 1). Предполагаемая геологическая интерпретация этих данных (крупный ретро-надвиг) здесь не рассматривается.

#### АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ ПРЕДЛОЖЕННЫХ МЕХАНИЗМОВ ТЕКТОГЕНЕЗА

Таким образом, прямые геодезические изменения свидетельствуют, что осебежные смещения надвигов и покровов рассматриваемого отрезка “основного ствола” Альпийско-Гималайского подвижного пояса в настоящее время продолжают. В результате его ширина увеличивается. Сопоставление полей векторов скоростей современных горизонтальных смещений и механизмов очагов землетрясений с распределением элементов срединнооценовой-четвертичной тектонической структуры региона показывает, что между ними во всех рассмотренных случаях выявляется четкое прямое соответствие [64, 65, 75]. Имеются данные, свидетельствующие о том, что в течение этого времени на большей части Средиземноморья сохранялись тенденции развития, установившиеся уже в раннем миоцене [9, 58], в олигоцене [13, 62, 69], в юрское-меловое время [46]. Областям современного растяжения соответствует области развития неоген-четвертичных сбросов и грабенов во впадинах, а зонам современного сжатия – зоны развития юрских-меловых, палеогеновых и миоценовых надвигов и покровов в обрамлении впадин. Это означает, что распределение современных горизонтальных движений соответствует таковому для указанных отрезков времени. И, следовательно, вывод об увеличении ширины рассматриваемой части подвижного пояса справедлив и для указанных интервалов геологической истории региона. Следовательно, сближение литосферных плит в течение этого времени не может рассматриваться как основная причина формирования структуры расширяющегося пояса.

Для объяснения расширения подвижного пояса при сближающихся литосферных плитах в

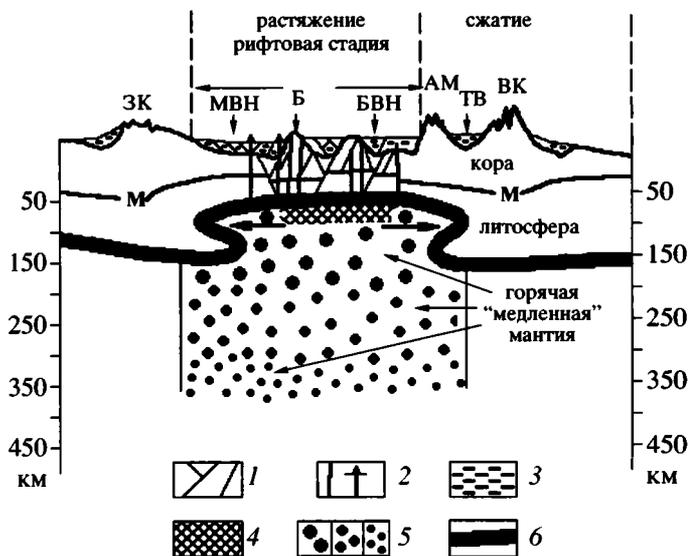
рамках плейттектонической концепции было предложено несколько трактовок. Некоторые основные из них рассматриваются ниже.

Можно попытаться истолковать расширение пояса как косвенный результат сближения литосферных плит и связать его с латеральным выжиманием пластичного материала или блоков коры-литосферы из областей пережимов, “шеек” пояса, расположенных между выступами-инденторами смежных плит, и с нагнетанием этого материала в более широкие (и продолжающие расширяться) области пояса. Один такой пережим расположен между Апулийским выступом Африканской плиты и Западно-Европейской платформой, другой – между Восточно-Европейской и Аравийской платформами (за восточной рамкой рис. 1). Действительно, как уже упоминалось, в центральной части Турции зафиксированы значительные ( $\sim 15-24$  мм/год) современные перемещения геодезических пунктов в западном направлении [73]. Эти перемещения согласуются с существующими представлениями о латеральном выжимании (о тектоническом эскейпе) Анатолийской микроплиты в западном направлении, в тыльную часть Эллинской-Эгейской дуги [1, 3, 6, 10, 11, 13, 15, 27, 55, 73, 88].

Такое объяснение, однако, нельзя считать достаточным. Соответствующая аргументация была изложена ранее [36]. Кроме того, получается большой разрыв во времени между формированием покровно-надвиговых дислокаций в Эллинидах и Эгеидах (позднеюрское-меловое-кайнозойское время [2, 28, 46]) и латеральным выжиманием материала к западу от Аравийского индентора (конец среднего эоцена – четвертичный период [11, 15]). Тем не менее уникальные для Средиземноморья скорости горизонтальных смещений в эгейском регионе (см. рис. 1) позволяют считать, что латеральное выжимание Анатолийской микроплиты вносит существенный вклад в эти смещения, хотя и не объясняет их полностью.

Существует также предположение о расширении паннонского сегмента пояса в результате выдавливания туда блоков литосферы со стороны Альп – как следствие раздавливания последних между сближающимися Западно-Европейской платформой и Апулийским выступом Африканской плиты [3, 10, 51, 87]. Но, как уже отмечалось, ширина самих Альп увеличивается, а не уменьшается.

Многие исследователи связывают увеличение ширины подвижного пояса с ускоренным – по сравнению с перемещением собственно Африканской литосферной плиты – гравитационным погружением в мантию слэба, субдуцирующей средиземноморской части этой плиты [63, 69–71, 75, 77, 86]. В результате сама зона субдукции (перигиб плиты) отстает, откатывается к югу, в



**Рис. 3.** Геодинамическая модель развития Паннонского бассейна и Карпат, по: [7], фрагмент

1 – сбросы; 2 – вулканы и подводные каналы; 3 – осадочный чехол; 4 – зона частичного плавления в мантии; 5 – разогретая низкоскоростная мантия (размеры черных точек соответствуют степени разогрева); 6 – подошва литосферы

ЗК и ВК – Западные и Восточные Карпаты, Б – горы Бакони, АМ – массив Апусени, МВН – Малая Венгерская низменность, БВН – Большая Венгерская низменность, ТВ – Трансильванская впадина

направлении, противоположном смещению Африканской плиты. Предполагается, что это вызывает гравитационное “расползание” в южном направлении смежных частей коры–литосферы подвижного пояса.

В случае с альборанским сегментом Средиземноморья для того, чтобы объяснить по этой схеме южновергентные смещения Эр-Рифа и Телль-Атласа (особенно современные), следует предположить, что в субдукцию и откат перегиба вовлечены горные сооружения Атласа и, может быть, древняя Сахарская плита. Но подобные процессы применительно к мощной и относительно легкой континентальной литосфере платформы представляются совсем маловероятными. Кроме того, само существование здесь слэба, т.е. субдуцирующей части литосферной плиты, не подтверждается объективными томографическими данными [44, 91]. Ранее мы привели аргументы, свидетельствующие о невозможности применить идею об ускоренной субдукции литосферной плиты и откате ее перегиба и к сейсмофокальным, и к высокоскоростным сейсмофокальным зонам эгейского и тирренского сегментов пояса [34, 36, 38].

Значительно более правдоподобной представляется точка зрения, согласно которой под корой–

литосферой перечисленных наложенных впадин Средиземноморья располагаются мантийные диапиры. Предполагается, что растекающиеся в латеральном направлении верхние части таких диапиров инициировали в располагающейся выше литосфере – земной коре обстановку субгоризонтального растяжения и компенсирующее сжатие по периферии областей растяжения [5, 13, 17, 27, 28, 66, 74, 75, 83].

Сама по себе идея о том, что в мантии под дивергентным подвижным поясом, в том числе и под Альборанской, Тирренской, Паннонской и Эгейской впадинами происходит некое восходящее движение, которое затем приводит к возникновению латеральных осебежных перемещений и, как следствие, к обстановкам субгоризонтального растяжения во впадинах и сжатия по их периферии, представляется не только правдоподобной, но и единственно возможной. Но конкретное воплощение этой идеи в концепцию всплывающих и растекающихся в виде диапиров силикатных масс мантийного материала приходит в противоречие с объективными фактическими данными.

Так, в альборанском сегменте формирование дивергентного чешуйчато-надвигового комплекса Бетид и Магрибид не может быть связано с всплыванием такого диапира: наличие в регионе землетрясений с механизмами субгоризонтального сжатия на небольшой (до 30 км), промежуточной (30–150 км) и большой (~640 км) глубинах противоречит такому объяснению, поскольку подразумевает температуру и вязкость среды, несовместимые с наличием диапира [45].

Для паннонского сектора подвижного пояса упомянутое представление было развито рядом исследователей [7, 17, 18, 30, 31]. Согласно ему, верхняя часть располагающегося под Паннонской впадиной на глубинах 50–250 км выступа астеносферы (мантийного диапира, глубинного астенолита) испытывает латеральное растекание (рис. 3). Это вызывает растяжение в пределах расположенной над ним впадины и компенсирующее сжатие в смежных Карпатах и Динаридах. Согласно изложенной концепции, вся литосфера Паннонской впадины мощностью около 50 км, располагающаяся над диапиром, находится в состоянии субгоризонтального растяжения, проявляющегося в образовании сбросов.

Субгоризонтальное растяжение установлено по геологическим, геодезическим и деформографическим (см. выше) данным в самой верхней, преимущественно кайнозойской части слоистого чехла Паннонской впадины. Однако реконструкция напряженного состояния нижележащей части земной коры Паннонской впадины по механизмам очагов землетрясений (рис. 4) и материалам

по обрушениям стенок скважин свидетельствуют о том, что здесь уже на незначительной глубине в коре существует обстановка субгоризонтального сжатия [61, 79]. Максимум сейсмичности в пределах Паннонской впадины и ее горного окружения приходится на глубины 6–10 км [7, 61] (речь не идет о весьма специфической ситуации в гораздо более глубокой, но небольшой по площади и находящейся на периферии подвижного пояса зоне Вранча). При этом в формировании чешуйчатых надвигов и покровов в обрамляющих впадину Карпатах и Динаридах принимают участие в подавляющем большинстве случаев дисгармонично сорванные с фундамента слоистые породы мелового-палеогенового осадочного чехла и, реже, верхней части консолидированного фундамента. Поверхности срывов располагаются в рассматриваемой части подвижного пояса в общем на тех же, что и землетрясения, глубинах 10–15 км [1]. Все это указывает на то, что уже в интервале глубин ~6–15 км в земной коре Паннонской впадины и ее обрамления зафиксирована обстановка только субгоризонтального сжатия. Но механическое воздействие предполагаемого растекающегося диapiра на какую-то верхнюю часть слоистого чехла, однако без одновременного воздействия на нижележащие части чехла и фундамент, невозможно.

Очень наглядно такое же соотношение “слоев” литосферы, характеризующихся обстановками субгоризонтального сжатия на глубине и растяжения выше по разрезу, известно в пределах Эгейской впадины и ограничивающих ее дуг, но при других мощностях “слоев” [35, 36].

Противоречат фактическому материалу трактовки, исходящие из предположения о чередовании во времени обстановок общего сжатия и общего растяжения или смены надвиго- и покровообразования вертикальными движениями блоков коры. В альборанском, паннонском и эгейском сегментах подвижного пояса одновременное (и вплоть до настоящего времени) существование таких обстановок (но в разных частях пояса, на разных структурных уровнях) надежно установлено сейсмологическим, деформографическим и геодезическим методами (см. выше).

### ПРЕДЛАГАЕМАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Итак, во-первых, морфология тектонических дислокаций (в первую очередь – чешуйчатые надвиги и покровы) и механизмы очагов землетрясений указанных регионов свидетельствует о том, что пояс находится в напряженном состоянии субгоризонтального вкрест простирающегося сжатия. Во-вторых, прямые геодезические измерения фиксируют современное увеличение ширины рассма-

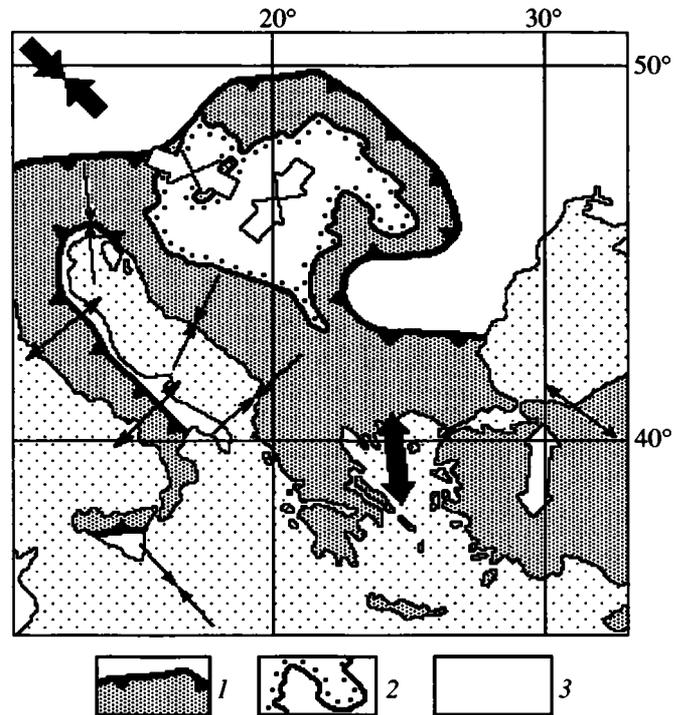


Рис. 4. Схема распределения напряжений в литосфере Европы, по: [77], фрагмент. Встречно ориентированные стрелки означают направления горизонтального сжатия (надвиги или сдвиги). Стрелки, направленные в противоположные стороны – направления растяжения. Большие залитые стрелки – направления напряжений, полученные по более чем 10 наблюдениям (преимущественно по разнотипным индикаторам напряжений) со сходной ориентацией напряжений. Незалитые большие стрелки основаны на 5–10 наблюдениях; тонкие стрелки – на менее чем на 5 наблюдениях. Тектоническая основа – по: [2, 4, 16, 26]

1 – средиземноморская часть Альпийско-Гималайского подвижного пояса и внешние границы покровно-надвиговых сооружений; 2 – Паннонская впадина; 3 – Евразийская и Африканская литосферные плиты

триваемой части подвижного пояса. Это сочетание геологических и инструментальных сейсмологических и геодезических данных заставляет рассматривать расширение перечисленных отрезков подвижного пояса как следствие активного увеличения объема (в том числе и латеральных размеров, т.е. площади) слагающих его слоистых пород, а напряжения субгоризонтального сжатия – как возникающие при этом напряжения субгоризонтального распора. Предполагаемая причина увеличения объема и распора – привнос дополнительного минерального вещества восходящими потоками глубинных флюидов [32, 33], которое происходит под этим поясом. На существование такого флюидного потока указывает повышенный тепловой поток в полосе подвижного пояса [49], особенно в пределах Альборанской, Тирренской, Паннонской и Эгейской впадин. Там же отмече-

ны нередкие признаки гидротермальной активности, проявления вулканизма в новейшее время.

Как уже упоминалось, выявленные латеральные осебежные направления векторов скоростей современных горизонтальных движений в рассматриваемом регионе совпадают с направлениями движения надвигов и покровов, которые установлены геологическими методами. Это позволяет утверждать, что дислокации этого типа и в геологическом прошлом формировались здесь в результате осебежных надвиговых и покровных, а не осестремительных поддвиговых перемещений. Следовательно, и привнос дополнительного минерального вещества восходящими потоками глубинных флюидов в верхнюю часть земной коры происходил в регионе уже в позднеюрское, меловое и палеогеновое время.

Ю.М. Пушаровский отметил, что “разделение мантии на дробные геосферы предполагает главенствующую роль в их тектонике дифференцированных латеральных движений” [23, с. 6]. Можно предположить (по аналогии с рассмотренными выше данными и их интерпретацией), что те или иные объемные эффекты, связанные с восходящими флюидными потоками, могут служить причиной (одной из причин) этих глубинных латеральных движений на разных уровнях в мантии.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
2. *Белостоцкий И.И.* Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.
3. *Безр М.А., Сомин М.Л., Шукин Ю.К.* Карпатская и Критская дуги: кайнозойская геодинамика и сейсмичность (сравнительный анализ) // *Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы XXXI тектонического совещания. Т. 1.* М.: ГЕОС, 1998. С. 51–54.
4. *Богданов Н.А., Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Чехович В.Д., Юцис В.В.* Тектоническая карта Средиземного моря. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1994.
5. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Чехович В.Д., Короновский Н.В., Ломизе М.Г.* Объяснительная записка к Тектонической карте Средиземного моря. М.: 1994. 78 с.
6. *Буртман В.С.* Кинематика Карпатской структурной петли // *Геотектоника.* 1984. № 3. С. 17–31.
7. *Грачев А.Ф.* Паннонский рифт // *Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии.* М.: Пробел, 2000. С. 171–185.
8. *Доцев Н.Т., Юнга С.Л.* Механизм очагов землетрясений Болгарии // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1988. № 4. С. 3–11.
9. *Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г., Рыку Л.-Э. и др.* Эволюция Тетиса // *История океана Тетис.* М.: Институт океанологии АН СССР, 1987. С. 104–115.
10. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе // М.: Научный Мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
11. *Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Галкин В.А., Зайцев В.А.* Соотношение офиолитовых сутур и активных разломов к западу от Аравийского клина // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология.* 2000. № 1. С. 13–25.
12. *Латынина Л.А., Вербицкий Т.З.* О деформационных процессах в северо-восточной части Карпато-Балканского региона // *Физика Земли.* 1995. № 4. С. 3–16.
13. *Лимонов А.Ф.* Тектоника Восточного Средиземноморья в неоген-четвертичное время. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1999. 52 с.
14. *Лимонов А.Ф.* Структура и развитие Кипрской дуги (Восточное Средиземноморье): пример перерастания неогеновой субдукции в коллизию // *Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. 1.* М.: ГЕОС, 2002. С. 294–297.
15. *Ломизе М.Г.* Изгибы офиолитовых сутур и коллизионное течение горных масс к западу от Аравийского синтаксиса // *Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания.* М.: ГЕОС, 2000. С. 308–311.
16. *Международная тектоническая карта Европы, масштаб 1 : 2500000.* М.: Государственный геологический комитет СССР, 1981.
17. *Милановский Е.Е.* Кинематика тектонических движений, термический режим и вулканизм Средиземноморского геосинклинального пояса и его “рамы” в орогенном этапе альпийского цикла // *Вулканология и сейсмология.* 1981. № 4. С. 11–35.
18. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
19. *Николаев П.Н., Шанов С.Б.* Опыт оценки полей напряжений и механизма формирования новейших структур Центрального Предбалкана (Болгария) // *Вестн. Моск. ун-та. Геология.* 1983. № 1. С. 16–23.
20. *Оксбург Э.Р.* Восточные Альпы // *Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1.* М.: Мир, 1977. С. 141–162.
21. *Прилепин М.Т.* Геодезическая и палеомагнитная модели движения глобальных тектонических плит // *Очерки геофизических исследований.* М.: Изд-во ОИФЗ РАН, 2003. С. 363–368.
22. *Прилепин М.Т., Баласанян С., Баранова С.М., Гусева Т.В. и др.* Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GPS технологии // *Физика Земли.* 1997. № 6. С. 68–75.
23. *Пушаровский Ю.М.* Глобальная тектоника в перспективе // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 2004. Т. 79. Вып. 2. С. 3–7.

24. Сомов В.И. Результаты геодезических исследований современной тектонической активности советской части Карпатского региона // Прогноз землетрясений. 1989. № 11. С. 168–181.
25. Сомов В.И., Джунь И.В., Рахимова И.Ш., Скрьль В.А., Евсеева Э.М. Статистические методы в современной геодинимике Карпато-Динарского региона. Киев.: Наукова думка, 1992. 252 с.
26. Тектоническая карта Евразии, масштаб 1 : 5000000. М.: ГУГК МГ СССР, 1966.
27. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 514).
28. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
29. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
30. Хорват Ф., Бодри Л., Оттлик П. Геотермия Венгрии и тектонофизика “красного пятна” Паннонской впадины // Тепловое поле Европы. М.: Мир, 1982. С. 176–190.
31. Чекунов А.В. Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991. № 3. С. 3–15.
32. Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении. М.: Наука, 1984. 160 с.
33. Шевченко В.И. О возможной роли некоторых процессов литогенеза в формировании тектонических дислокаций субгоризонтального сжатия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 3. С. 14–25.
34. Шевченко В.И., Лукк А.А. Сейсмотомаграфические “зоны субдукции” в мантии эгейско-тирренского сектора Средиземноморского подвижного пояса // Физика Земли. 2002. № 6. С. 71–81.
35. Шевченко В.И., Добровольский И.П., Лукк А.А. Напряженно-деформированное состояние литосферы эгейского сектора Средиземноморского подвижного пояса // Физика Земли. 2001. № 12. С. 52–63.
36. Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. Геодинимика района Эгейского моря и его горного обрамления в Средиземноморском подвижном поясе // Физика Земли. 2000. № 10. С. 29–47.
37. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т. и др. Современная геодинимика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.
38. Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. К геодинимике Средиземноморья–Кавказа: новые геодезические, геологические и сейсмотомаграфические данные // Тектоника и геодинимика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 298–301.
39. Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X. et al. 1982. The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis // Tectonophysics. Vol. 86. № 1–3. P. 159–196.
40. Anzidei M., Baldi P., Casula G., Galvani A., Mantovani E., Pesci A., Riguzzi F., Serpelloni E. Insights into present-day crustal motion in the central Mediterranean area from GPS surveys // Geophys. J. Int. 2001. Vol. 146. № 1. P. 98–110.
41. Aubouin J. Mediterranee orientale et Mediterranee occidentale: esquisse d’une comparaison du carde alpin // Bull. Soc. Geol. France. 1977. Ser. 7. Vol. XIX. № 3. P. 421–435.
42. Beutler G., Rotacher M., Springer T., Kouha J., Neilan R. The International GPS service: an interdisciplinary service in support of Earth sciences. IGS Central Bureau, Information and Resources, December 1999. P. 35–56.
43. Biju-Duval B., Montadert L. Introduction to the structural history of the Mediterranean Basins // Structural history of the Mediterranean Basins. Paris, 1977. P. 1–12.
44. Blanco M.J., Spakman W. The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain // Tectonophysics. 1993. Vol. 221. № 1. P. 13–34.
45. Buforn E., Sanz de Galdeano C., Udias A. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region // Tectonophysics. 1995. Vol. 248. № 3. P. 247–261.
46. Burchfiel B.C. Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics // Tectonophysics. 1980. Vol. 63. № 1–4. P. 31–61.
47. Caporali A., Martin S. First results from GPS measurements on present day alpine kinematics // J. Geodynamics. 2000. Vol. 30. P. 275–238.
48. Caporali A., Martin S., Massironi M. Average strain rate in the Italian crust inferred from a permanent GPS network – II. Strain rate versus seismicity and structural geology // Geophys. J. Int. 2003. Vol. 155. № 1. P. 254–268.
49. Chavet X., Valette J., Feissel-Vernier M. Analysis of geocenter time series derived from SLR, GPS, DORIS // American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, 8–12 Dec. 2003. P. 1–4.
50. Csontos L., Nagymarosy A., Horvath F., Kovac M. Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model // Tectonophysics. 1992. Vol. 208. № 1/3. P. 221–241.
51. Čermák V., Hurtig E. et al. Heat flow map of Europe. Berlin, Heidelberg, 1979.
52. Devoti R., Ferraro C., Lanotte R., Luceri V., Nardi A., Pacione R., Rutigliano P., Sciaretta C. Deformations and stress field in the Mediterranean area from geodetic and geophysical approaches // The Tenth General Assembly of the WEGENER Project. Extended abstracts book. Boletin Real Instituto y Observatorio de la Armada. Spain, 2000. № 3/2000. P. 97–101.
53. Devoti R., Ferraro C., Lanotte R., Luceri V., Sciaretta C., Bianco G. Combined velocity solution in the Central Mediterranean area obtained from space geodetic networks // The Eleventh General Assembly of the WEGENER Project. WEGENER 2000. Proceedings. Athens, 2002. P. 17–21.
54. Dewey J.F., Sengor A.M.C. Aegan and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone // Geol. Soc. Amer. Bull. 1979. Vol. 90. № 1. P. 84–92.
55. Dewey J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroglu F., Sengor A.M.C. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia – a young collision

- zone // Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1986. № 19. P. 3–36.
56. *Ferland R.* JGS reference frame coordination and working group activities // International Geodynamic Service annual report. 2000. P. 24–27.
57. *Fernandes R., Ambrosius B., Noomen R.* Analysis of a permanent GPS Iberian network (GIN) // The Tenth General Assembly of the WEGENER Project. Extended abstracts book. Boletín Real Instituto y Observatorio de la Armada. Spain, 2000. № 3/2000. P. 69–72.
58. *Gautier P., Brun J.-P., Moriceau R., Sokoutis D., Martinod J., Jolivet L.* Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments // Tectonophysics. 1999. Vol. 315. № 1–4. P. 31–72.
59. *Grenerczy G.* A decade of space geodetic monitoring of crustal deformation from the Mediterranean to Fennoscandia // The Tenth General Assembly of the WEGENER Project. Extended abstracts book. Boletín Real Instituto y Observatorio de la Armada. Spain, 2000. № 3/2000. P. 13–17.
60. *Hollenstein Ch., Kahle H.-G., Geiger A., Jenny S., Goes S., Giardini D.* New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate boundary zone in southern Italy // Geophys. Res. Lett. 2003. Vol. 30. № 18. P. SDE5 1–4.
61. *Horvath F., Cloetingh S.* Stress induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin // Tectonophysics. 1996. Vol. 266. № 1–4. P. 287–300.
62. *Jolivet L., Faccenna C.* Mediterranean extension and the Africa-Euraia collision // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 6. P. 1095–1106.
63. *Kahle H.-G., Mueller S.* Structure and dynamics of the Eurasian-African / Arabian plate boundary system: objectives, tasks and resources of the Wegener group // J. Geodynamics. 1998. Vol. 25. № 3/4. P. 303–325.
64. *Kahle H.-G., Cocard M., Peter Y. et al.* The GPS strain rate field in the Aegean Sea and western Anatolia // Geophys. Res. Letters. 1999. Vol. 26. № 16. P. 2513–2516.
65. *Kahle H.-G., Cocard M., Peter Y., Geiger A., Reilinger R., Barka A., Veis G.* GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. № B10. P. 23353–23370.
66. *Kenyon N.H., Belderson R.H.* Young compressional structures of the Calabrian, Hellenic and Cyprus outer ridges // Structural history of the Mediterranean Basins. Paris, 1977. P. 233–240.
67. *Kenyon N.H., Belderson R.H., Stride A.H.* Detailed tectonic trends on the central part of the Hellenic Outer Ridge and in the Hellenic Trench System // Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1982. № 10. P. 335–343.
68. *Kotzev V., Nakov R., Burchfiel B.C., King R., Reilinger R.* GPS study of active tectonics in Bulgaria: results from 1996 to 1998 // J. Geodynamics. 2001. Vol. 31. № 2. P. 189–200.
69. *Le Pichon X., Angelier J.* The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area // Tectonophysics. 1979. Vol. 60. № 1/2. P. 1–42.
70. *Le Pichon X., Angelier J.* The Aegean Sea // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1981. Ser. A. Vol. 300. № 1454. P. 357–372.
71. *Le Pichon X., Lyberis N., Angelier J., Renard V.* Strain distribution over the East Mediterranean Ridge: a synthesis incorporating new sea-beam data // Tectonophysics. 1982. Vol. 86. № 1–3. P. 243–274.
72. *Loneragan L., Wite N.* Origin of the Betic-Rif mountain belt // Tectonics. 1997. Vol. 16. № 3. P. 504–522.
73. *McKenzie D.* Active tectonics of the Mediterranean region // Geophys. J. Roy. Astronom. Soc. 1972. Vol. 30. № 2. P. 109–185.
74. *McKenzie D.* Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions // Geophys. J. Roy. Astronom. Soc. 1978. Vol. 55. № 1. P. 217–254.
75. *McClusky S., Balassanian S., Barka A., et al.* Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. № B3. P. 5695–5719.
76. *McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Ben Sari D., Tealeb A.* GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions // Geophys. J. Int. 2003. Vol. 155. № 1. P. 126–138.
77. *Meijer P.Th., Wortel V.J.R.* Present-day dynamics of the Aegean region: a model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation // Tectonics. 1997. Vol. 16. № 6. P. 879–895.
78. *Mourabit T., Ben Sari D., McClusky S., Comez F., Barazangi M.* Preliminary evidence of active deformation in Morocco from repeat GPS observations // The Eleventh General Assembly of the WEGENER Project. WEGENER 2000. Proceedings. Athens, 2002. P. 14.
79. *Muller B., Zoback M.L., Fuchs K., Mastin L., Gregersen S., Pavoni N., Stephansson O., Ljunggren C.* Regional patterns of tectonic stress in Europe // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. № B8. P. 11783–11803.
80. *Negusini M., Romagnoli C., Zerbini S.* Horizontal movements in Northeastern Italy from continuous and episodic GPS observations // The Tenth General Assembly of the WEGENER Project. Extended abstracts book. Boletín Real Instituto y Observatorio de la Armada. Spain, 2000. № 3/2000. P. 24–30.
81. *Nocquet J.-M., Calais E.* Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solution, 1996–2001 // Geophys. J. Int. 2003. Vol. 154. № 1. P. 72–88.
82. *Nocquet J.-M., Calais E., Altamimi Z., Sillard P., Boucher C.* Intraplate deformation in Western Europe deduced from an analysis of the ITRF97 velocity field // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. № B6. P. 11239–11257.
83. *Papazachos B.C., Papadopoulos G.A.* Deep tectonic and associated ore deposits in the Aegean area // Proceedings of the VI colloquium on the geology of the Aegean region. Athens, 1979. P. 1071–1081.
84. *Papazachos B.C., Kiratzi A.A., Hatzidimitriou P.M., Rocca A.C.* Seismic faults in the Aegean area // Tectonophysics. 1984. Vol. 106. № 1/2. P. 71–85.
85. *Robertson A.H.F., Dixon J.E.* Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean // The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ. Gr. Britain, 1984. № 17. P. 1–74.

86. Royden L.H. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries // *Tectonics*. 1993. Vol. 12. № 2. P. 303–325.
87. Royden L.H., Horvath F., Burchfiel B.C. Transform faulting, extension, and subduction in the Carpatian Pannonian region // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1982. Vol. 93. № 8. P. 717–725.
88. Sengör A.M.C., Gorur N., Saroglu F. Strike-slip faulting and related basin in zones of tectonic escape: Turkey as a case study // *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic paleontologists and mineralogists. Special publication*. 1985. № 37. P. 227–264.
89. Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G., Galvani A., Pesci A., Riguzzi F. Geodetic deformations in the Central-Southern Apennines (Italy) from repeated GPS surveys // *Annali di geofisica*. 2001. Vol. 44. № 3. P. 627–647.
90. SOPAC Refined Velocities (m/yr). Most recent available epoch for each site // <http://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/refinedModelVelocities.cgi>
91. Spakman W. Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean // *Terra nova*. 1990. Vol. 2. № 6. P. 542–553.

Рецензенты: В.Г. Трифонов,  
Н.В. Короновский, Е.Е. Милановский

## Geodynamics of the Mediterranean Region from GPS Data

M. T. Prilepin and V. I. Shevchenko

*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,  
Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123995 Russia  
e-mail: journal@ifz.ru*

**Abstract**—The obtained results of geodetic measurements (GPS, SLR, VLBI) are in good agreement with global plate-tectonic reconstructions. However, the same measurements of regional networks in the Mediterranean segment of the Alpine–Himalayan Mobile Belt yield results that contradict reconstructions that are applied to this territory and based on the plate-tectonic concept. It is found that the belt width does not decrease, as follows from this concept, but increases. At the same time, the segment under consideration is in the state of stress characterized by near-horizontal compression oriented across the strike of the mobile belt. This phenomenon can be explained only if it is assumed that the formation of structure in the mobile belt is related to the active increase in the volume of the bedded rocks seemingly resulting from additional mineralic material gain by ascending deep fluid flows.

## ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ, СВЯЗАННЫЕ С ТРАНСФОРМИРОВАННОЙ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРОЙ: ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2005 г. И. А. Гарагаш<sup>1</sup>, Л. И. Иогансон<sup>1</sup>, А. Е. Шлезингер<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, Большая Грузинская ул., 10

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 27.01.2003 г.

Глубокие осадочные бассейны с трансформированной корой характеризуются рядом специфических особенностей строения осадочного чехла и консолидированной коры. Их происхождение связывается с выступами аномального мантийного вещества, фиксируемого поверхностью астеносферы. Механизм воздействия аномальной мантии на литосферу заключается в процессах керамизации, вызывающих увеличение скорости прохождения продольных сейсмических волн. В результате этих процессов граница Мохо резко поднимается и в составе консолидированной коры остается ее меньшая по толщине высокоскоростная часть.

### ВВЕДЕНИЕ

Среди осадочных бассейнов выделяется особый тип этих структур – глубокие, или агрессивные, осадочные бассейны, характеризующиеся рядом принципиальных особенностей строения: 1) приподнятым залеганием поверхности Мохо; 2) сокращенной мощностью консолидированной части земной коры, как правило, за счет верхнего низкоскоростного “гранитного” слоя, полностью отсутствующего в некоторых из них; 3) огромными мощностями (до 20 км и выше) слабодислоцированного осадочного чехла. Стремительная в геологических масштабах скорость их образования и полная индифферентность по отношению к предшествующему структурному плану дала основание для определения этих бассейнов как агрессивных [8]. Очевидно, подобные осадочные бассейны достигают кульминации развития по “бассейновому” пути, приобретая экстремальные характеристики структур этого класса – максимальные мощности осадочного чехла и минимальные толщины консолидированной коры. Поэтому их предлагается рассматривать и в качестве зрелых осадочных бассейнов. Трансформация континентальной консолидированной коры (сокращение мощности консолидированной части земной коры, или деструкции коры, наряду с изменением ее состава в сторону резкого преобладания основных пород) расценивается как главный структурообразующий фактор при формировании этого типа осадочных бассейнов [1, 2, 5, 10, 14, 23]. Однако механизм деструкции коры при общем признании воздействия аномально нагретой мантии на литосферу является дискусс-

онным. При этом, как правило, подобные механизмы рассматриваются в отрыве от конкретных особенностей строения и развития осадочного бассейна. Между тем характер консолидированной коры, верхней мантии и осадочного выполнения глубоких осадочных бассейнов обладают рядом признаков, как представляется, непосредственно связанных с механизмом их формирования. Рассмотрение принципиальной структуры глубоких осадочных бассейнов показывает, что в строении этих структур наблюдается тесный парагенез: осадочный чехол – консолидированная кора, при этом определяющим элементом этого парагенеза является именно консолидированная кора. В свою очередь, характер консолидированной коры под осадочными бассейнами обусловлен положением в недрах аномального мантийного источника, отождествляемого с астеносферой. В статье рассматриваются особенности глубинного строения ряда глубоких осадочных бассейнов и постулируется связь их формирования с воздействием аномального мантийного источника. Приводятся результаты математического моделирования образования осадочного бассейна с трансформированной консолидированной корой, находящиеся в согласии с наблюдаемыми геолого-геофизическими данными.

### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ГЛУБОКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ С ТРАНСФОРМИРОВАННОЙ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРОЙ

Глубокие, или агрессивные, осадочные бассейны развиты как в пределах континентов, так и на

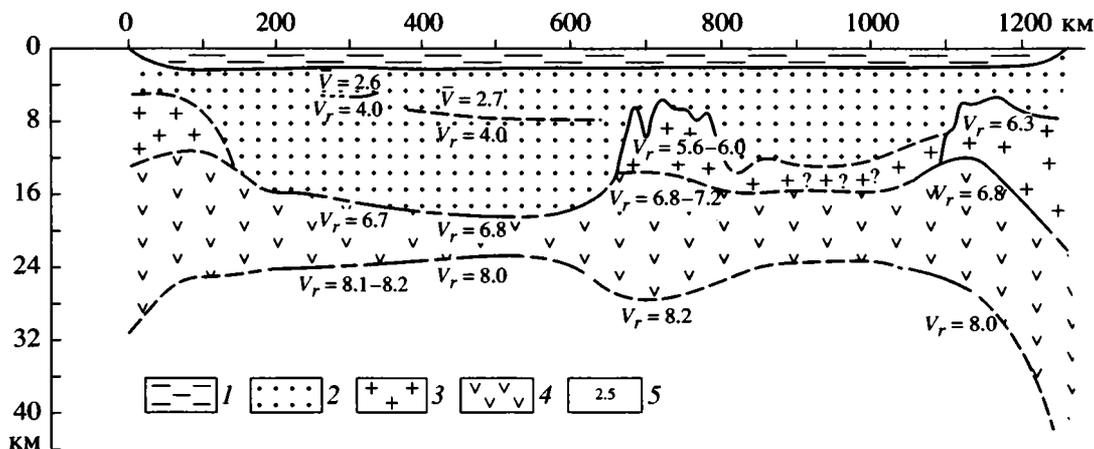


Рис. 1. Сейсмический разрез земной коры через Черноморский бассейн [по 14]

1 – водный слой; 2 – осадочный чехол; 3 – “гранитный” слой; 4 – “базальтовый” слой; 5 – сейсмические скорости (км/с)

их окраинах. Классические примеры подобных бассейнов находятся в западной части Евразийского континента, преимущественно внутри или по периферии Альпийского складчатого пояса. Это Паннонский, Прикаспийский, Черноморский, Южно-Каспийский бассейны в континентальной части и семейство осадочных бассейнов в пределах акватории Средиземного моря (Альборанский, Сардино-Балеарский, Южно-Балеарский, Тирренский, Ионический, Адриатический, Левантский). Характерной особенностью строения рассматриваемого класса осадочных бассейнов являются максимально выраженные процессы осадконакопления. В их пределах развиты осадочные чехлы различного возраста максимальной мощностью до 20 км. Подобные осадочные бассейны представляют погребенные палеотоподпрессии, о чем свидетельствует характер их бортового обрамления, представляющего погребенные палеосклоны. В ряде бассейнов фиксируется несколько (до 3–4) палеосклонов, по которым происходит ступенчатое опускание подошвы осадочного чехла к центру. Анализ осадочного чехла свидетельствует о том, что такие осадочные бассейны образуются вследствие кратковременных (менее одного миллиона лет) дифференцированных нисходящих вертикальных движений. Можно выделить несколько (до 3–4) импульсов опускания амплитудой до нескольких километров при суммарной величине до 15–20 км [15].

Все названные бассейны связаны с трансформированной континентальной консолидированной корой. Трансформация последней заключается в сокращении мощности и изменении состава консолидированной части земной коры. В большинстве названных бассейнов по сейсмическим данным в осевой части выделяется субовальная зона наиболее редуцированной консолидированной коры, рассматриваемой в качестве субкеа-

нической. Консолидированная кора здесь характеризуется резко сокращенными мощностями (до 5–15 км при их значениях 30–40 км во внешних бортовых зонах) и высокими сейсмическими скоростями –  $\geq 6.4$  км/с, что и дает основание относить ее к субкеаническому типу. В некоторых бассейнах (Тирренский, Черноморский) выделяются две подобные зоны (рис. 1). Осевые части окружены близкими к концентрическим зонами переходных типов коры вплоть до континентальной. Именно такое расположение различных типов коры с постепенными переходами от субкеанической к континентальной коре в пределах бассейна свидетельствует в пользу трансформации различной интенсивности первичной континентальной коры, чем о реликтовом характере субкеанической коры. Различаются бассейны и по характеру переходных зон от трансформированной коры в осевых зонах к нетрансформированной коре внешних бортовых зон. Так, в Прикаспийском бассейне наблюдается постепенный переход от субкеанической к континентальной коре. Напротив, в Сардино-Балеарском и Тирренском бассейнах переходные зоны практически отсутствуют. В работе [7] показано, что существуют определенные взаимоувязанные ряды осадочных бассейнов по степени трансформации консолидированной коры, а также характеру перехода к нетрансформированной континентальной коре по внешней периферии и за пределами бассейнов.

Осадочные бассейны подразделяются на “холодные” и “горячие” в зависимости от величины теплового потока, который рассматривается как показатель энергетических ресурсов для развития бассейна по деструктивному пути. Это означает, что осадочные бассейны с высоким или, по крайней мере, повышенным тепловым потоком все еще находятся под воздействием аномального

мантийного источника. Напротив, осадочные бассейны с низкими значениями теплового потока уже не испытывают подобного воздействия. Другими словами, “холодные” и “горячие” осадочные бассейны можно интерпретировать как структуры с завершенной или продолжающейся трансформацией консолидированной коры [7]. Пороговое значение теплового потока, разделяющее “холодные” и “горячие” бассейны, в соответствии с общепринятыми представлениями, составляет  $70 \text{ мВт/м}^2$ . К “горячим” осадочным бассейнам относятся Паннонский и западные бассейны Средиземного моря (Лигурийский, Сардино-Балеарский, Южно-Балеарский, Тирренский, Эгейский), а также бассейны окраинных морей Восточной Евразии – Охотоморский и др. Тепловой поток в названных бассейнах превышает  $100 \text{ мВт/м}^2$ , достигая экстремальных значений  $400 \text{ мВт/м}^2$  в Тирренском бассейне. “Холодные” осадочные бассейны характеризуются пониженными значениями теплового потока –  $30\text{--}40 \text{ мВт/м}^2$ , что наблюдается в Прикаспийском, Черноморском, а также Ионическом и Левантийском бассейнах восточной части Средиземного моря [9].

Во многих глубоких бассейнах значения теплового потока четко коррелируются с глубинами залегания астеносферы. Повышенные тепловые потоки обнаружены в тех бассейнах, где наблюдается повышенное залегание кровли астеносферы, что выразительно прослеживается в западных средиземноморских бассейнах. Так, наиболее высокое положение кровли астеносферы наблюдается в Тирренском бассейне – до 30 км. На глубинах около 60 км астеносфера фиксируется в Альборанском и обоих Балеарских бассейнах. Под Ионическим бассейном эта поверхность отмечается на глубинах до 90 км, а под Левантийским – на глубинах около 150 км. Под некоторыми из рассматриваемых бассейнов (Черноморский, Прикаспийский) поверхность астеносферы не выделяется.

Сопоставление мощностей консолидированной коры, положения поверхности астеносферы, рассматриваемой здесь в качестве аномального мантийного источника, и теплового потока для осадочных бассейнов Средиземного моря показало наличие тесных связей и взаимной обусловленности строения консолидированной коры и положения в недрах аномальной верхней мантии [9]. При этом прямая корреляция между этими параметрами наблюдается в “горячих” осадочных бассейнах. Так, минимальные зафиксированные мощности консолидированной коры в Тирренском осадочном бассейне – 5 км соответствуют подъему астеносферы до 30 км и рассматриваются как контрольные предельные значения подобных соотношений. Следует отметить, что значения 4–5 км являются предельными минимальными мощностями даже для океанической коры, и,

соответственно, подобные мощности являются неким знаковым, предельно возможным следствием взаимодействия между корой и мантией. Мощности консолидированной коры до 10 км в “горячих” Альборанском, Сардино-Балеарском, Южно-Балеарском бассейнах соответствуют положению поверхности астеносферы на глубинах около 60 км.

Привлечение данных по тепловому потоку снимает противоречие между резко сокращенными мощностями консолидированной коры в “холодных” осадочных бассейнах и гораздо более глубоким современным залеганием астеносферы и, очевидно, указывает на разновозрастность высокого гипсометрического “стояния” ее поверхности, зафиксированного в мощностях консолидированной коры. Такая картина может свидетельствовать о постепенном погружении или остывании поверхности астеносферы под бассейном, а также необратимых изменениях вещественного состава консолидированной коры, что позволяет выделять ее на сейсмических разрезах и после прекращения непосредственного воздействия аномального мантийного источника. Следовательно, значение мощности консолидированной коры может быть использовано для оценки предполагаемой глубины активного аномального мантийного источника, спровоцировавшего образование глубокого осадочного бассейна. Наблюдающиеся мощности консолидированной коры в “холодных” Ионическом (5 км) и Левантийском (10 км) бассейнах при более глубоком залегании астеносферы (90 и 150 км соответственно) находятся в полном соответствии с крайне низкими значениями тепловых потоков в этих бассейнах и, очевидно, свидетельствуют о более высоком ее положении в геологическом прошлом, которое, по аналогии с Тирренским и Балеарскими бассейнами, может быть оценено в 30 км под Ионическим и 60 км под Левантийским бассейнами. Мощность консолидированной коры до 5 км в Западно-Черноморской котловине может также свидетельствовать о существовании на глубинах около 30 км “погасшего” аномального мантийного источника под этой частью Черноморского бассейна.

Предположение о разновозрастном высоком “стоянии” астеносферы под различными бассейнами Средиземного моря хорошо согласуется с определениями различного возраста их фундамента. Возраст фундамента “холодных” Левантийского и Ионического бассейнов оценивается как палеозойский–раннемезозойский, а “горячих” бассейнов западной части Средиземного моря – как позднекрейцбергский–четвертичный.

Таким образом, можно утверждать, что в особенностях строения консолидированной коры запечатлен различный эффект воздействия на нее

аномального мантийного источника. Мощность консолидированной коры является показателем интенсивности его воздействия на исходную континентальную кору и зависит от высоты подъема аномального мантийного вещества. Очевидно, его наиболее высокое гипсометрическое положение отражается в положении в бассейне зоны наиболее редуцированной коры. В случае осадочного бассейна с единственной подобной зоной (Прикаспийский, Сардино-Балеарский, Южно-Балеарский, Левантский бассейны) можно предположить, что ей соответствует наиболее приподнятая часть аномального мантийного источника. Если же в осадочном бассейне наблюдается несколько зон редуциации земной коры одинаковой или различной степени, то это, скорее всего, означает, что подобный бассейн возник под воздействием мантийного источника со сложным рельефом его поверхности, с отдельными выступами, которым соответствуют зоны редуцированной коры в бассейне. Уровень поверхности этих выступов может быть одинаковым, если зоны характеризуются одинаковой степенью редуциации коры (Тирренский бассейн). Если степень редуциации коры различна, то напрашивается вывод о неодинаковом гипсометрическом положении поверхности мантийных выступов (Черноморский бассейн).

В.Н. Шолпо [16] обратил внимание на поразительную равновеликость отдельных средиземноморских осадочных бассейнов, диаметр которых составляет около 400–500 км. Очевидно, эти размеры соответствуют площадным размерам аномальных мантийных источников. Вся площадь осадочного бассейна, по-видимому, отражает область ощутимого воздействия аномального мантийного источника. Внешние границы осадочного бассейна в таком случае обусловлены проекцией определенного уровня склонов мантийного источника, ниже которого трансформирующее кору воздействие уже не происходит. Зону развития субокеанической коры можно соотнести с площадным выражением максимального эффекта от аномального мантийного источника, а ареалы постепенно ослабевающего воздействия его погружающихся склонов – с бортовыми зонами бассейна с увеличивающимися мощностями консолидированной коры. Таким образом, аномальный мантийный источник аппроксимируется усеченным конусом со срезанной вершиной, диаметр которой соответствует диаметру площади субокеанической коры в бассейне, а диаметр окружности подножья склонов – диаметру всего осадочного бассейна.

## МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛУБОКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Приведенные особенности строения консолидированной коры и осадочного выполнения осадочных бассейнов позволяют предположить, что эти структуры образуются над выступами аномального мантийного вещества вследствие импульсных кратковременных дифференцированных нисходящих вертикальных движений. Для понимания сущности механизма их образования проведено математическое моделирование происходящих в консолидированной коре процессов. Согласно современным данным [11, 19, 20], консолидированная континентальная кора по типам разрушения разделяется на три части: верхнюю упруго-хрупкую (до 5 км), среднюю промежуточную (до 15 км) и нижнюю пластическую (до 40 км). Первая из них обладает повышенной прочностью, в то время как последняя подвержена медленному катакластическому течению и не способна накапливать большие напряжения.

Разрушение пород консолидированной континентальной коры реализуется за счет развития дефектов и динамики дислокаций внутри кристаллических решеток минералов. В верхней упруго-хрупкой коре процесс разрушения носит прерывистый характер. В средней промежуточной коре породы находятся в состоянии дилатансионного растрескивания, которое локализуется по мере увеличения деформации в узких зонах, внутри которых прочность материала при разрушении (образование магистральной трещины) падает от максимального значения до остаточного. Нижняя, пластичная, часть коры характеризуется термодинамическими условиями, соответствующими катакластическому типу разрушения [11]. Разрушенная подобным образом нижняя кора обладает низким сопротивлением на сдвиг и возможным поворотом зерен (блоков).

Существуют доказательства и хрупкого разрушения нижней части пластической коры [17, 24]. Это может быть обусловлено присутствием кварцитоподобных пород, которые не могут разрушаться катакластически [11, 21, 22]: их межзеренные связи слишком прочны, и хрупкое разрушение у них сменяется на истинно пластическое [11, 21, 22]. Образование кварцитоподобных массивов связано с перегревом нижней коры под осадочными бассейнами (эффект керамизации) [18, 20].

Термодинамическое состояние на границе Мохо ( $p = 1$  ГПа,  $T = 600^\circ\text{C}$ ) соответствует истинно пластическому состоянию гранитно-гнейсовых пород, в которых течение реализуется не за счет образования трещин и скольжения по ним, а путем дислокационных смещений внутри кристал-

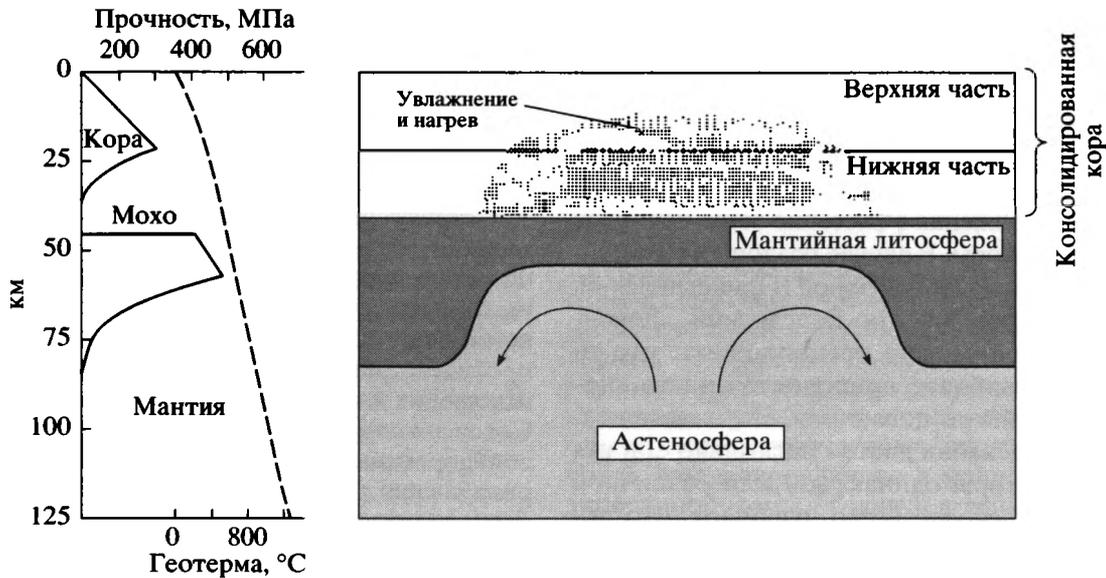


Рис. 2. Строение верхней мантии и консолидированной коры на участках формирования агрессивных бассейнов. Слева показано распределение прочности (пунктирная линия) и температуры (сплошная линия) по глубине

лических решеток минералов [11]. В результате ниже границы Мохо трещиноватость и флюидонасыщенность исчезают и водонасыщенные породы сменяются сухими образованиями.

Если связывать осадочные бассейны с трансформированной консолидированной континентальной корой с подходом к подошве литосферы аномальной мантии и ее растеканием, т.е. с астеносферным выступом, то конвективное движение в перегретом астеносферном слое возникает в результате неустойчивости, порождаемой зависимостью плотности от разности температур [6], что приводит к образованию конвективной ячейки (рис. 2). Движение в конвективной ячейке деформирует литосферу, вызывая в ней возникновение значительных напряжений, и приводит к развитию значительных горизонтальных и вертикальных тектонических движений. Литосфера над восходящим потоком вещества в ячейке утоняется и погружается [3, 4].

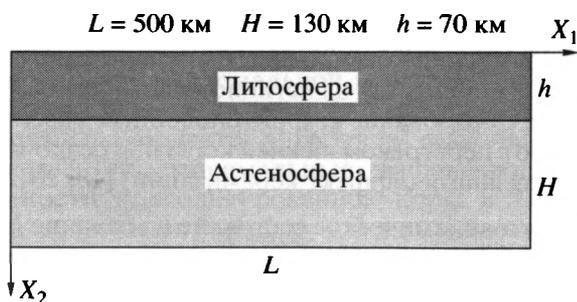


Рис. 3. Модель литосферного слоя перед формированием конвективной ячейки в астеносфере

Рассмотрим литосферный слой толщиной  $h = 70$  км и длиной  $L = 500$  км, залегающий на астеносфере толщиной  $H = 130$  км (рис. 3). Литосфера моделируется упругопластическим телом с внутренним трением и следующими значениями механических параметров: плотность  $\rho = 2900$  кг/м<sup>3</sup>, модуль сдвига  $G = 5.8 \times 10^9$  Па, объемный модуль упругости  $K = 9.3 \times 10^9$  Па, сцепление  $c = 4.5 \times 10^7$  Па, угол внутреннего трения  $\phi_s = 10^\circ$ . Астеносфера моделируется вязко-упругой средой Максвелла с плотностью  $\rho = 3320$  кг/м<sup>3</sup>, вязкостью  $\eta = 10^{21}$  Па с, модулем сдвига  $G = 3.6 \times 10^{10}$  Па, объемным модулем упругости  $K = 6.9 \times 10^{10}$  Па.

Будем исходить из того, что в астеносфере формируется система конвективных ячеек с периодом  $L = 500$  км, существующая в течение времени  $T_f$ . Задача решается численно с помощью метода конечных разностей. Расчетная область разбивается на  $50 \times 20 = 1000$  элементов. Сначала рассчитывается начальное напряженно-деформированное состояние системы под действием сил собственного веса. Оно принимается за исходное для отсчета перемещений и деформаций, возникающих при возникновении конвективного течения. Максимальная скорость смещений в ячейке принята равной  $V_0 = 6.3$  см/год, с тем чтобы максимальные вертикальные и горизонтальные скорости перемещения дневной поверхности не превышали 2 см/год, характерных для современных тектонически активных районов. Поскольку в центральной точке (см. рис. 2) скорости направлены в разные стороны, вышележащая литосфера в этом месте будет растягиваться и утоняться. На краях ячеек, там, где скорость течения на-

правлена вниз, вышележащая литосфера будет сжиматься и утолщаться.

Результаты расчетов представлены на рис. 4. Поскольку картина симметрична относительно оси  $X_1$ , на рисунке представлена только правая часть модели. Приведены формы осадочного бассейна, зоны разрушения в литосфере и графики распределения вертикальных и горизонтальных скоростей на поверхности на разных этапах формирования бассейна в моменты времени  $t = 0.1; 0.2; 0.3; 0.5; 0.75; 1; 1.3; 1.5$  млн. лет. Из рисунка видно, что уже в самом начале развития конвективной ячейки в астеносфере при  $t = 0.1$  млн. лет вся погружающаяся левая часть литосферного слоя оказывается охваченной пластическим течением (пластическая зона заполнена звездочками). Скорости вертикальных движений (в точке  $O$ ) и горизонтальных (в точке  $A$ ) смещений достигают 2 см/год. Пластическое течение в центральной зоне сохраняется до  $t = 0.5$  млн. лет, пока скорости в ячейке нарастают до 6.3 см/год. При этом пластическая зона формируется и в воздымающейся правой части литосферного слоя. После того, как скорости в конвективной ячейке начинают убывать при  $t = 0.75$  млн. лет, в литосфере наступает разгрузка и скорости перемещений поверхности меняют знак. Сначала пластические зоны исчезают полностью, а затем в ходе обратного движения пластические зоны возникают в приповерхностных частях литосферы и сохраняются в них даже после завершения действия конвективной ячейки вплоть до  $t = 1.3$  млн. лет.

Следует отметить, что процессы, происходящие в литосферном слое, характеризуются сильной нелинейностью. Это отражается в изменении горизонтальных и вертикальных поверхностей скоростей на протяжении всего времени формирования бассейна и связано со сложным пространственно-временным распределением зон необратимого пластического деформирования. Максимальные скорости движений в литосфере наблюдаются на стадии возрастания скорости вращения ячейки вплоть до  $t = 0.5$  млн. лет. После того, как скорость вращения ячейки начинает падать, скорости движения поверхности меняют знак. При  $t = 0.75$  млн. лет они еще достаточно велики, а затем быстро уменьшаются. В результате за время существования ячейки на поверхности литосферного слоя образуется бассейн глубиной 5.4 км. Кривая погружения осадочного бассейна показана на рис. 5.

В литосфере под воздействием аномального вещества астеносферной ячейки возникает специфическое напряженно-деформированное состояние, определяемое касательными напряжениями, деформациями сдвига и объемными деформациями. Наибольшим сдвиговым деформациям под-

вержена область погружения, связанная с утонением литосферы. К этой же зоне приурочены и максимальные значения положительных объемных деформаций. Такое распределение деформаций должно вызвать увеличение проницаемости литосферы и увеличение температуры на границе Мохо. В свою очередь, повышение температуры на границе Мохо за счет увеличения проницаемости литосферы в области максимальных объемных деформаций над конвективной ячейкой и мощный осадочный чехол перегревают консолидированную континентальную кору, вызывая закрытие трещин и эффект керамизации (спекание материала). Это неизбежно приводит к возрастанию сдвиговой жесткости и увеличению скорости прохождения продольных волн.

Количественная оценка изменения модуля сдвига и скоростей продольных волн рассмотрена для двух предельных случаев. Первый – когда борта всех трещин сомкнуты (т.е. раскрытие в процессе деформирования отсутствует из-за высокого всестороннего сжатия) и второй – когда борта трещин раскрыты. Второй случай соответствует дилатансионным трещинам, возникающим в результате катакластического течения [11].

Согласно экспериментальным данным, при высоком давлении поры в горных породах не закрываются, а скольжение бортов закрытых трещин возможно. В случае, когда борта трещин сомкнуты, скольжение обусловлено наличием пленок флюида на поверхностях трещин. В расчетах используется параметр трещиноватости, характеризующий концентрацию трещин в единице объема.

Поскольку размеры трещин образуют иерархическую последовательность, подчиняющуюся закону, близкому к геометрической прогрессии [12], это позволяет найти эффективные модули среды с достаточной концентрацией трещин (степень объемного сжатия и плотность) [13]. Все трещины, находящиеся в теле, могут быть распределены в группы в соответствии со своими размерами. Предполагается, что размеры трещин при переходе от одной группы к другой меняются дискретно. В таком случае появляется возможность решить задачу приведения сначала для первой группы с наименьшими трещинами в приближении малой концентрации, а затем проделать эту операцию последовательно со всеми остальными группами в порядке увеличения размера содержащихся в них трещин, используя на каждом шаге в качестве исходных характеристик среды те, которые были получены на предыдущем этапе. Таким образом, удастся интегрально учесть взаимное влияние трещин, различающихся по размерам, тогда как непосредственное взаимо-

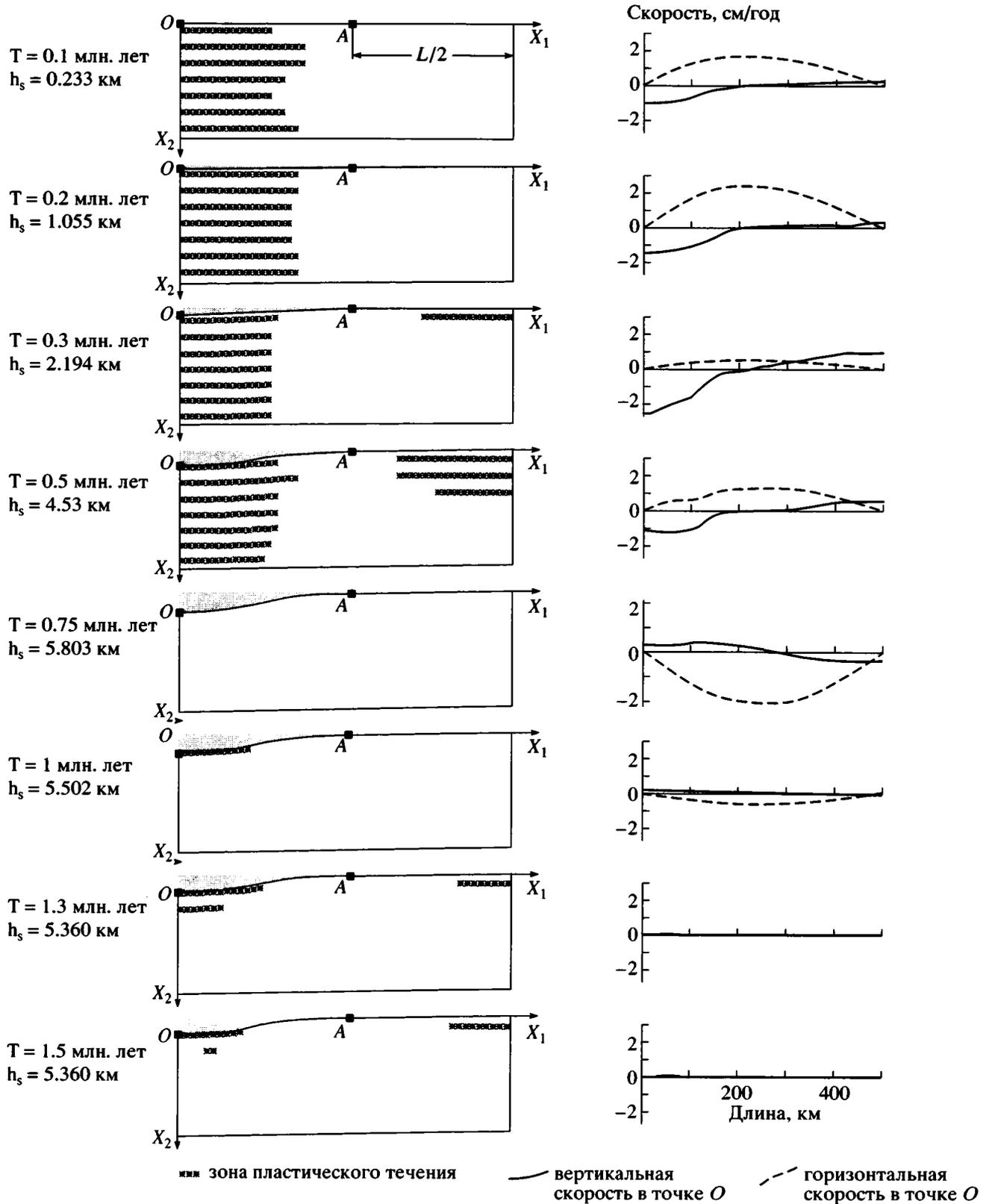


Рис. 4. Перемещения поверхности, пластические зоны (отмечены звездочками) и компоненты вектора скорости смещения в разные моменты времени

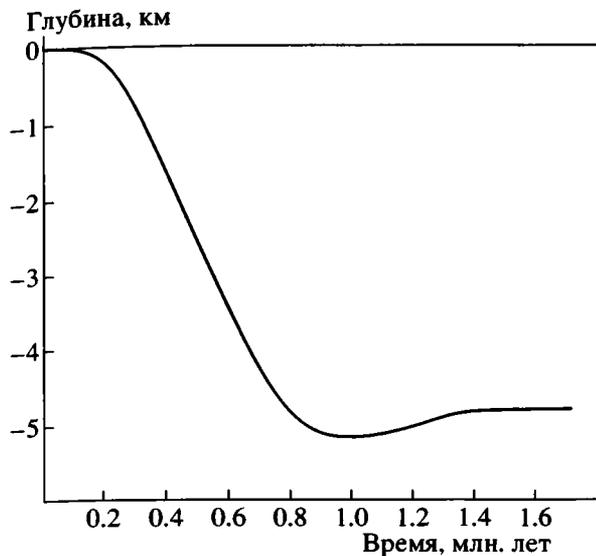


Рис. 5. Кривая погружения осадочного бассейна

действие между трещинами близких размеров отсутствует [4].

Спекание материала нижней коры приводит к сцеплению бортов трещин и возрастанию модуля сдвига. Продольная скорость определяется модулем объемного сжатия и плотностью среды. Исходя из того, что плотность нижней коры равна  $\rho = 3100 \text{ кг/м}^3$  и модуль сдвига ненарушенного материала нижней коры равен  $G_0 = 6 \times 10^{10} \text{ Па}$ , при коэффициенте Пуассона  $\nu_0 = 0.3$  минимальное значение скорости в нижней коре при большой концентрации трещин равно  $V_p = 7400 \text{ м/с}$  и возрастает до значения  $V_p = 8230 \text{ м/с}$  при полном заживании трещин (рис. 6, кривая, отмеченная крестиками).

В случае дилатансионных трещин эффект проявляется более ярко при значительно меньших величинах индекса трещиноватости. В этом случае минимальное значение скорости в нижней коре при концентрации трещин равно  $V_p = 6200 \text{ м/с}$  и возрастает до значения  $V_p = 8230 \text{ м/с}$  при полном заживании трещин (см. рис. 6, кривая, отмеченная квадратиками).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, результаты математического моделирования находятся в хорошем соответствии с наблюдаемыми особенностями строения глубоких осадочных бассейнов с трансформированной консолидированной корой — по размерам конвективных ячеек, сопоставимых с наблюдаемыми размерами осадочных бассейнов, значениям сейсмических скоростей, масштабу и времени импульсного погружения бассейна. Предложен-

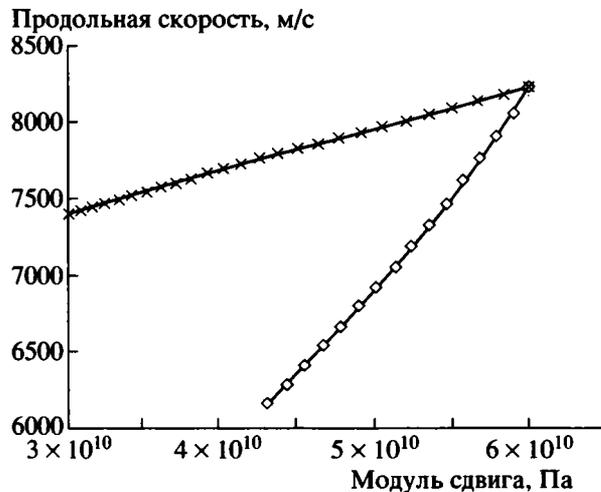


Рис. 6. Зависимость скорости продольных волн от модуля сдвига. Крестиками отмечены кривые, построенные для среды с сомкнутыми трещинами, ромбиками — для дилатансионных трещин

ный механизм керамизации (спекания) материала проливает свет на сущность процессов, происходящих при трансформации консолидированной коры под осадочными бассейнами.

Приведенные материалы дают основание связывать рассматриваемые осадочные бассейны с выступами поверхности астеносферы, состоящими из аномальной мантии. Последняя образует конвективные ячейки, приводящие к оттоку вещества консолидированной коры, быстрому опусканию ее кровли и образованию топодепрессий. Отток вещества консолидированной коры завершился под “холодными” и продолжается под “горячими” бассейнами. Астеносферный выступ, подъем аномальной мантии, увеличение температур на границе Мохо за счет проницаемости литосферы в области наибольших деформаций конвективных ячеек и мощный осадочный чехол перегревают консолидированную континентальную кору, вызывая эффект керамизации (спекание материала). Он приводит к возрастанию сдвиговой жесткости (модуля сдвига), что увеличивает скорость прохождения продольных волн в консолидированной континентальной коре. Математические расчеты показали, что продольные скорости  $V_p$  находятся в прямой зависимости от концентрации трещин и изменяются от  $V_p = 7400 \text{ м/с}$  при максимальной концентрации трещин до значения  $V_p = 8230 \text{ м/с}$  при полном заживании трещин. Граница Мохо резко поднимается, и в составе консолидированной коры остается ее меньшая по толщине трансформированная высокоскоростная верхняя часть. Возможно, новое положение границы Мохо в консолидированной литосфере определяет разделы раскрытой (дилатансионной) и сомк-

нутой трещиноватости, создающие скоростные барьеры. Большая нижняя часть консолидированной коры, располагающаяся ниже поверхности Мохо, не имеет резкого физического раздела с подстилающими породами верхней мантии, вследствие чего на сейсмических разрезах не отражается. Расчетные скорости опускания удовлетворительно совпадают со скоростями импульсивных погружений рассматриваемых бассейнов по данным сейсмостратиграфического анализа.

Степень трансформации консолидированной континентальной коры, вероятно, определяется гипсометрией и формой астеносферного выступа. Максимальные его подъемы и крутизна приводят к наибольшей трансформации консолидированной континентальной коры, ограниченной узкими градиентными зонами. Понижение гипсометрии и пологие склоны выступа уменьшают степень трансформации и расширяют градиентную зону ее проявления. Под некоторыми осадочными бассейнами можно предполагать выступы астеносферы со сложным рельефом поверхности. Так, образование Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской котловин может быть связано с воздействием двухвершинного выступа астеносферы под Черноморским бассейном [7, 8].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
2. *Белоусов В.В.* Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры. М.: МГК, 1991. 71 с.
3. *Гарагаш И.А.* О хрупком разрушении упругих тел с большим числом трещин // *Механика тектонических процессов.* Алма-Ата: Наука, 1983. С. 61–74.
4. *Гарагаш И.А.* Механизм формирования осадочных бассейнов в условиях растяжения // *Общие вопросы тектоники.* Тектоника России. М.: ГИН РАН, 1999. С. 34–38.
5. *Грачев А.Ф., Николайчик В.В.* О природе быстрой фазы пострифтового опускания // *Внутриплитные явления в земной коре.* М.: Наука, 1988. С. 119–133.
6. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планеты. М.: Недра, 1983. 415 с.
7. *Иогансон Л.И.* Осадочные бассейны Евразии с точки зрения их глубинной структуры // *Докл. РАН.* 2003. Т. 388. № 1. С. 85–89.
8. *Иогансон Л.И.* Значение консолидированной коры для понимания природы осадочных бассейнов // *Исследования в области геофизики.* М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 228–235.
9. *Иогансон Л.И.* О природе осадочных бассейнов Средиземного моря // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 2005. Т. 80. Вып. 1. С. 3–12.
10. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
11. *Николаевский В.Н.* Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
12. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 101 с.
13. *Салганик Р.Л.* Механика тел с большим числом трещин // *Известия АН СССР. Механика твердого тела.* 1974. № 4. С. 149–158.
14. *Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря / Под ред. В.В. Белоусова и Б.С. Вольвовского.* М.: Наука, 1989. 208 с.
15. *Шлезингер А.Е.* Осадочные бассейны Земли // *Изв. вузов. Геология и разведка.* 1994. № 3. С. 26–35.
16. *Шолло В.Н.* Хаос и упорядоченность в структуре подвижных поясов // *Геотектоника.* 1993. № 4. С. 3–18.
17. *Borman P., Bankwitz P., Conrad W., Oelsner Ch.* Crustal structure and development in Central Europe // *German Beitr. Geophysik.* Leipzig, 1989. Vol. 98. № 5. S. 353–367.
18. *Chapman D.S., Furlong K.P.* Thermal state of the continental crust // *Continental Lower Crust.* Amsterdam: Elsevier, 1992. P. 179–200.
19. *FLAC and Numerical Modeling in Geomechanics // Proceedings of the international symposium / Edited by Christine Detournay & Roger Hart.* Balkema, 1999. 512 p.
20. *Gapais D., White S.H.* Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite // *Texture and Microstructures.* 1982. Vol. 5. P. 1–17.
21. *Jacobs G.K., Dunbar N.W., Naney M.T., Williams R.T.* Petrologic and geophysical studies of an artificial magma // *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union.* 1992. Vol. 73. № 38. P. 411–412.
22. *Logan J.M.* Porosity and brittle-ductile transition in sedimentary rocks // *Phys. & Chem. Porous Media II. Proc. 2nd Int. Symp. (Ridgefield, Conn., Oct. 15–17, 1986).* New York: Am. Ins. Physics., 1987. P. 229–242.
23. *McKenzie D.P.* Some remarks on the development of the sedimentary basins // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 40. P. 25–32.
24. *Posgay K., Alau I., Petrovich C., Raner G.* Character of the Earth's crust and upper mantle on the basis of seismic reflection measurements in Hungary // *Earth Evolution Sciences.* 1981. № 3–4. P. 272–279.

## **Sedimentary Basins Related to the Transformed Consolidated Crust: Specific Features of the Present-Day Structure and the Formation Mechanism**

**I. A. Garagash<sup>1</sup>, L. I. Ioganson<sup>1</sup>, and A. E. Shlesinger<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,  
Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123995 Russia*

*e-mail: iogan@ifz.ru*

<sup>2</sup>*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

**Abstract**—Deep sedimentary basins with transformed crust display a number of specific features in the structure of their sedimentary cover and the consolidated crust. Their origin is associated with salients of anomalous mantle material, which are marked by the surface of the asthenosphere. The mechanism of anomalous mantle's effect on the lithosphere consists in rock ceramization (sintering) that increases the P-wave velocity. This process results in a sharp rise of the M-discontinuity. Therefore, only a minor, high-velocity part of the consolidated crust is retained within the lithosphere.

УДК 551.242.51(571.5)

## КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА И ПРОБЛЕМА АЛМАЗОНОСНОГО ЛИТОСФЕРНОГО КИЛЯ

© 2005 г. О. М. Розен<sup>1</sup>, А. В. Манаков<sup>2</sup>, В. Д. Суворов<sup>3</sup><sup>1</sup>Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7<sup>2</sup>Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ АК АЛРОСА, 678174, г. Мирный, Чернышевское шоссе, 7, Республика Саха (Якутия)<sup>3</sup>Институт геологии ОИГГМ СО РАН, 630090, г. Новосибирск, проспект акад. Коптюга, 3

Поступила в редакцию 11.11.2004 г.

Алмазоносные кимберлитовые диатремы северо-востока Сибирского кратона позволяют сопоставить тектонические модели образования земной коры с особенностями строения подстилающей верхней мантии. В истории развития кратона выделен мезоархейский, 3.2–2.8 млрд. лет, этап возникновения сиалических континентальных масс, которые аккрецировались 2.8–2.6 млрд. лет назад в суперконтинент Пангея-0. Он распался на новые микроконтиненты, которые позднее, в конце палеопротерозоя, 1.9–1.8 млрд. лет назад, вновь объединились в составе суперконтинента Пангея-1 в виде Сибирского кратона в его современной конфигурации. Об этом свидетельствуют изотопные данные датирования процессов образования древних террейнов, их последующего термального преобразования и выплавления коллизионных гранитоидов. Интерпретация сейсмических профилей показывает, что в сохранившейся коре палеопротерозойской складчатой системы наблюдаются признаки, присущие фанерозойским коллизионным призмам. К таким признакам относятся утолщенная до 58 км кора и фрагменты нижнего слоя повышенных скоростей (предположительно породы базальтового андерплэйтинга), а также выдвинутые вверх, на уровень нижней коры, глубинные блоки высокоскоростной верхней мантии. Эти коровые структуры подстилаются утолщенной, до 260–300 км, алмазоносной литосферной мантией с повышенными сейсмическими скоростями, которая утоняется к окраинам региона до ≤200 км, и такое локальное утолщение идентифицировано как литосферный киль (корень). Пространственная связь этих коровых и мантийных структур очевидна. Наиболее просто предположить, что киль образовался в результате аккреции фрагментов литосферной мантии вместе с прикрепленными сверху коровыми террейнами. Такое предположение противоречит сложившимся представлениям об исключительно коровом проявлении континентальной коллизии и может служить предметом дальнейших исследований.

### ВВЕДЕНИЕ

Плотностные и вязкостные градиенты в мантийных массах, находящихся в условиях постоянных стрессов, вызывают латеральное движение материала, сопровождающееся срывами и образованием структур тектонического скупивания в одних местах и растяжения – в других [10, 19, 20], а ориентировка оливинов и субгоризонтальная анизотропия мантии являются следствием течения вещества в астеносфере, например, [25, 61]. Тектонические мантийные движения непосредственно связаны с петрологическими процессами перекристаллизации и плавления. Разнообразные коровые события являются лишь отражением таких глубинных процессов. Континентальные сиалические массы значительно древнее океанической литосферы, содержат фрагменты с возрастом до 3 млрд. лет и древнее и не подвергаются субдукционному поглощению. Возраст океанических фрагментов литосферы, напротив, не превышает 200 млн. лет, и они погружаются в мантию по зонам субдукции. Установлено, что лито-

сфера под континентами, получившая название тектосферы [46], является относительно более холодной, отличается повышенными сейсмическими скоростями и химическим составом и достигает глубины 200–400 км. Такие участки под континентами получили название литосферного кля, или корня (обзор в [56]).

На примере аккреции Сибирского кратона из мезоархейских террейнов рассматриваются реликтовые, сохранившиеся донныне, особенности палеопротерозойской коллизионной призмы и возможные соотношения коры кратона и его литосферного кля, обладающего повышенными сейсмическими скоростями.

### СИБИРСКИЙ КРАТОН

Консолидированная кора кратона представляет собой палеопротерозойскую мозаику разновозрастных архейских гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов, залегающую в основании Восточно-Сибирской платформы, включающей также и рифейско-фанерозойский чехол.

Кратон занимает около  $4 \times 10^6$  км<sup>2</sup>, большей частью (70%), перекрыт отложениями чехла мощностью 1–8 км, в среднем – около 4 км. С севера и востока кратон обрамлен складчатыми осадочными поясами фанерозойского форланда, а с запада и юга располагаются палеозойский и мезозойский вулканические орогенные пояса.

**Структурно-вещественные подразделения и терминология.** Гранулит-гнейсовые террейны состоят главным образом из ортопироксеновых плагиогнейсов, двупироксеновых мафических кристаллосланцев (предположительно островодужные метавулканиды), а также метакarbonатов и ортопироксеновых кварцитов, в совокупности относящихся к гранулитовой фации метаморфизма [12, 66]. Они смяты в узкие (первые километры в размахе крыльев) изоклинальные складки, нередко участвующие в строении крупных анти- и синформ, и прослеживаются под покровом отложений чехла благодаря интенсивным положительным линейным магнитным ( $\Delta T_a$ ) и повышенным гравитационным аномалиям.

Гранит-зеленокаменные террейны включают обширные изометричные, амебообразные ареалы гранитоидов, между которыми зажаты линейные складки, сложенные основными вулканидами и граувакками (зеленокаменные пояса), метаморфизованными в зеленосланцевой и/или амфиболитовой фации, занимающие 10–20% площади. Эта ассоциация достаточно отчетливо выделяется по слабо отрицательным нелинейным, мозаичным магнитным и пониженным гравитационным аномалиям, которым соответствуют крупные погребенные гранитные плутоны, тогда как линейные, разноориентированные зеленокаменные пояса и/или основные – ультраосновные интрузии отличаются повышенным положительным магнитным полем. Террейны, размером в сотни и тысячи километров, сочленяются по разломным зонам, которые обнаруживают признаки сдвливания и надвигаания.

Разломные зоны представляют собой сутурные швы (коллизийные зоны, сутуры), по которым происходило столкновение и слипание (аккреция, амальгамация) террейнов, а по своему внутреннему строению – это макромеланж. Они сложены разнообразными бластомилонитами и тектонитами, мигматитами, автохтонными гранитоидами, а также содержат фрагменты метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений и крупные отторженцы гранулитов соседних террейнов и массивов анортозитов. При ширине от сотен метров до 30 км они отчетливо прослеживаются под чехлом на расстояния более 1000 км, поскольку отличаются интенсивным знакопеременным линейным магнитным полем.

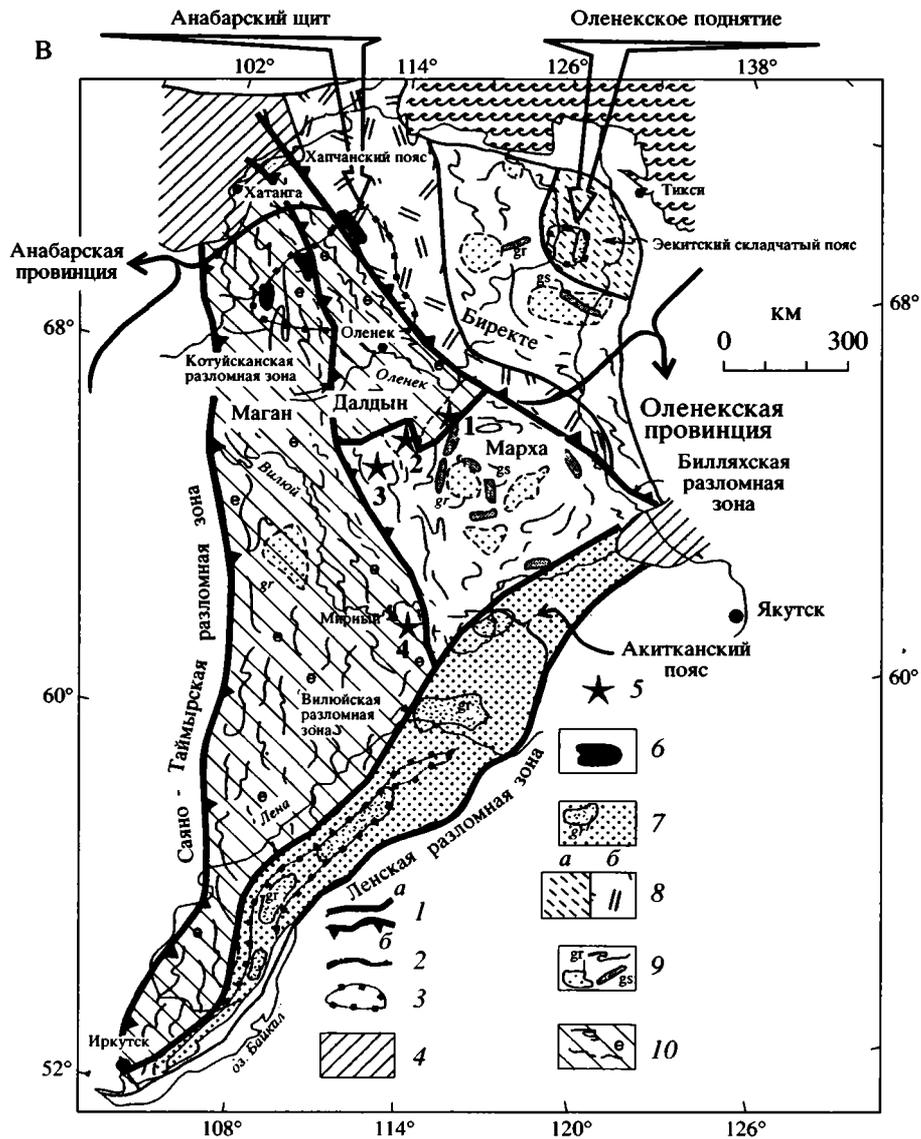
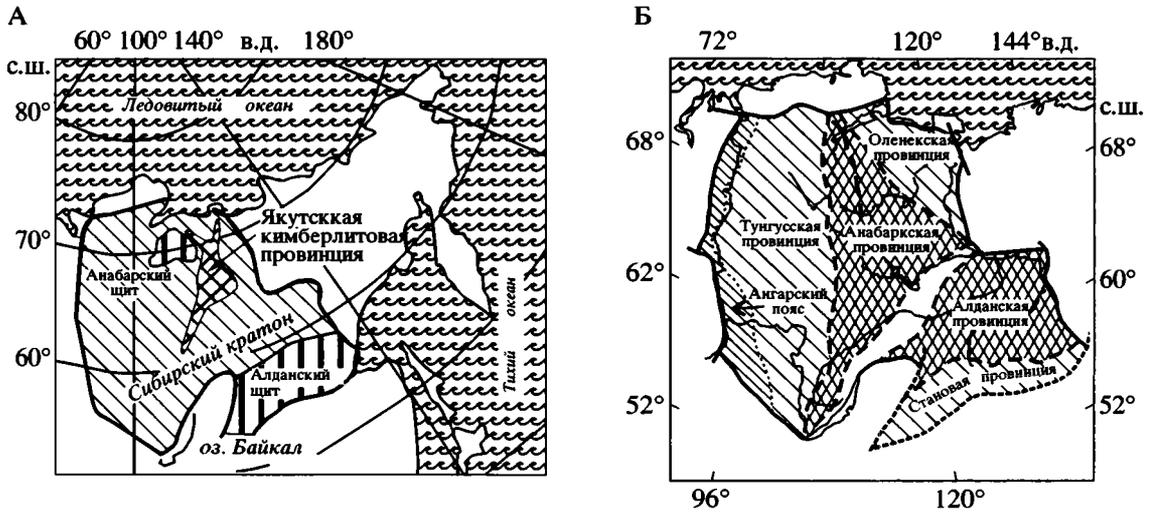
На кровле террейнов и между ними локализованы протерозойские складчатые различно мета-

морфизованные осадочные и вулканогенные пояса, по набору отложений сходные с отложениями пассивных и активных окраин [13].

Прежде чем объединиться в структуру кратона, террейны, по-видимому, группировались в крупные геологические тела – тектонические провинции или супертеррейны, столкновение и слипание которых привело позднее к возникновению единого кратона. На северо-востоке кратона выделяется Анабарская гранулитовая провинция и Оленекская гранит-зеленокаменная провинция, на юго-востоке – сложенные преимущественно гранулит-гнейсовыми террейнами Алданская и Становая провинции, а на западе – гранит-зеленокаменная Тунгусская провинция (рис. 1).

**Изотопно-геохронологические данные по кратону.** Возраст вещества террейнов (время поступления магм в кору из мантийных источников) существенно различается и образует четыре группы значений: 3.5; 3.3; 3.0 и 2.5 млрд. лет, что указывает на изначально независимое возникновение террейнов, предположительно в форме отдельных микроконтинентов (обзор в [12, 65]). Первые области размыва, датированные U-Pb методом по обломочным цирконам, появились на Олекминском террейне Алданской провинции 3.04; 3.0 и 2.91 млрд. лет назад – кварцит; на Тунгусском террейне одноименной провинции – 2.57; 2.56 – кварцит; и на Тындинском террейне Становой провинции – 2.58 млрд. лет назад – кинцит (метапелит) (обзор в [13]). Очевидно, что земная кора террейнов возникала в разное время, а последующие процессы их архейской истории также значительно различались по времени.

Первый метаморфизм и гранитообразование в истории террейнов происходили 2780–2660 млн. лет назад (рис. 2), и хотя эти процессы наблюдаются спорадически, вполне вероятно, что причиной их появления была коллизия континентальных масс. Их возрастной интервал при продолжительности 120–170 млн. лет имеет глобальное распространение и характеризует определенную эпоху континентальной аккреции. Такие фрагменты коры, наблюдаемые в террейнах Сибирского кратона, на рубеже архея и протерозоя, по-видимому, вошли в суперконтинент Пангея-0 [21, 30]. Образование суперконтинентов приводило к формированию горных систем, утолщению коры, коллапсу растяжения и эксгумации пород высоких давлений, а их продолжительное существование экранировало мантию и приводило к появлению больших изверженных провинций типа траппов [75]. Строение Пангея-0 пока недоступно геологическим реконструкциям. После его распада около 2.1 млрд. лет назад [60] образовались разрозненные микроконтиненты, которые, вероятно, приняли участие в аккреции Сибирского кратона в конце палеопротерозоя. В палеопроте-



розойском океане формировались островные дуги с возрастом 1.9 млрд. лет, а в процессе общей коллизии океан закрылся 1.8 млрд. лет назад [60].

Ареальный гранулитовый метаморфизм в террейнах и массовое гранитообразование вдоль разломных зон (сутур), повсеместно распространенные в пределах всего Сибирского кратона, протекали в узком интервале времени, 1.9–1.8 млрд. лет назад (датирование U-Pb методом по циркону). Они маркируют столкновение террейнов и второй эпизод континентальной аккреции, когда была создана наблюдаемая структура кратона. Особое место занимает Ачитканский пояс, зажатый в это время между Анабарским и Алданским супертеррейнами. Здесь излияние островодужных вулканитов, с последующим метаморфизмом и внедрением А-гранитов 2.2–1.8 млрд. лет назад [8], указывают на то, что пояс возник как островная дуга в палеопротерозое и затем был вовлечен в процесс аккреции, как и предполагалось ранее [77]. Это прямое доказательство существования открытых океанических пространств между микроконтинентами до начала аккреции кратона в палеопротерозое. В процессе аккреции микроконтиненты были деформированы и вошли как тектонические блоки – террейны в современную структуру Сибирского кратона, вероятно, составившего тогда часть суперконтинента Пангея-1.

**Структура северо-востока кратона.** Здесь располагается *Оленекская провинция*, где на гранит-зеленокаменном основании Биректинского террейна располагается Хапчанский метакarbonатно-метаграувакковый седиментогенный пояс (предположительно пассивная окраина) – на западе, а на востоке – Экитский вулканогенный пояс (активная окраина). Западнее, за Билляхской сутурой, располагается *Анабарская провинция*, в которой центральное место занимает Далдынский гранулит-гнейсовый террейн. С юга к нему примыкает перекрытый платформенным чехлом Мархинский гранит-зеленокаменный террейн, состав и возраст которого установлен по керну скважин и коровым включениям в кимберлитах [15]. С запада к ним через Котуйканскую сутуру приключен Маганский гранулит-гнейсовый террейн, на котором располагается Вюрбюрский складчатый метакarbonатно-вулканогенно-метаграувакковый

пояс [3], формировавшийся, вероятно, в условиях активной окраины.

На примере изотопных систем Анабарского щита достаточно отчетливо видно, что вещество перечисленных террейнов отделялось от истощенной мантии в разное время, т.е. эти сиалические блоки коры развивались независимо один от другого. Анортозиты формировались в процессе архейского базальтового подслаивания (андерплэйтинга) [31] и претерпели изотопную контаминацию веществом нижней коры древних террейнов [14].

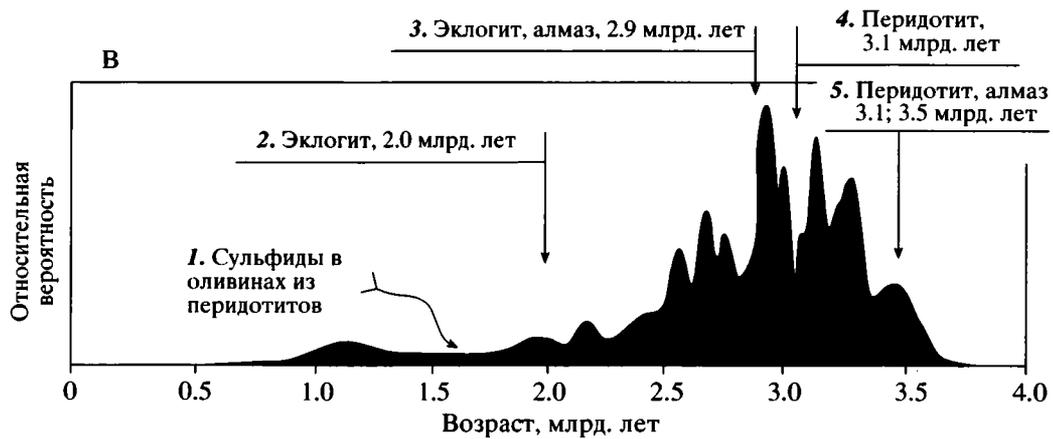
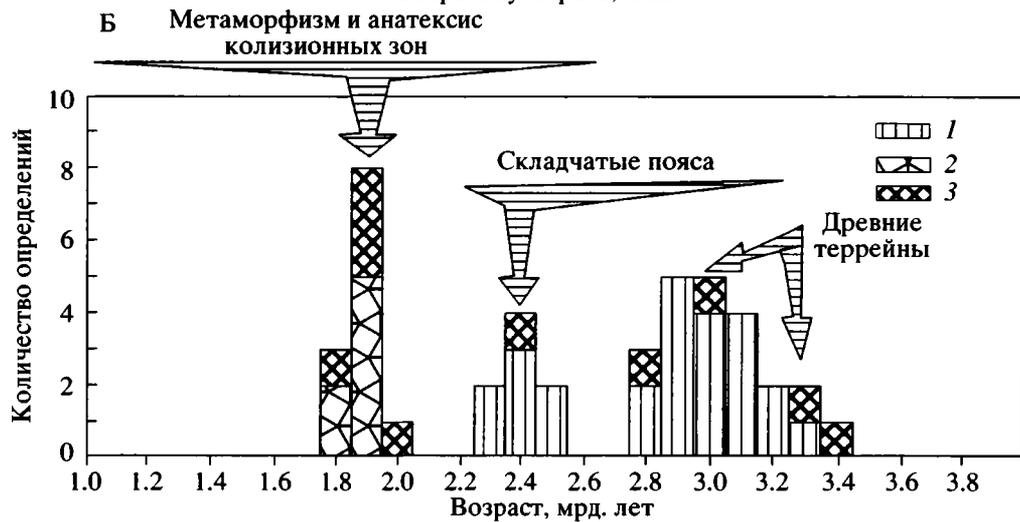
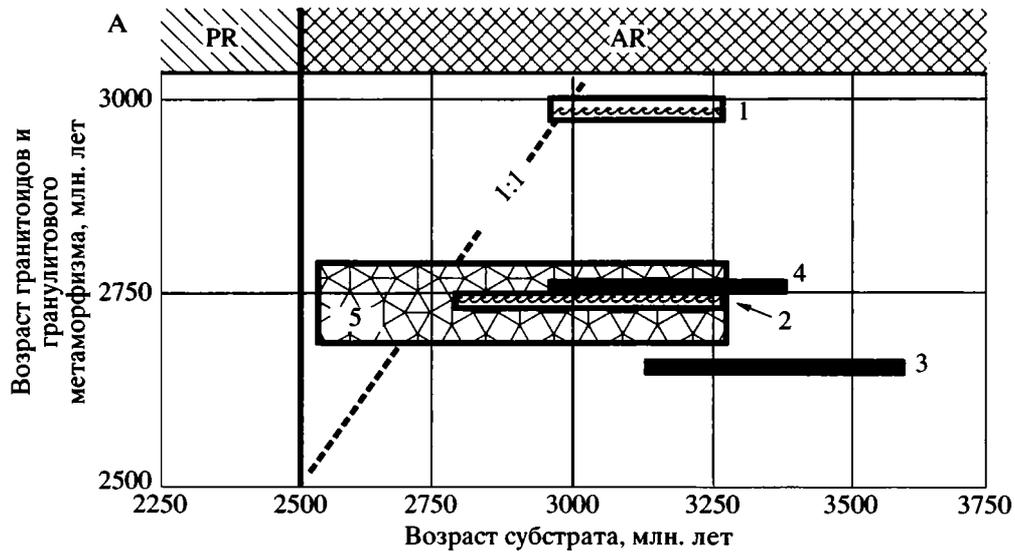
Датирование U-Pb методом циркона из коллизионных гранитоидов Анабарского щита показывает, что их выплавление происходило в короткий промежуток времени, 1.8–1.9 млрд. лет назад, причем именно в это время происходил гранулитовый метаморфизм в прилегающих террейнах, о чем свидетельствуют значения Sm-Nd возраста, полученные по минеральным изохронам в гранулитах. Такое совпадение во времени определялось геодинамической ситуацией, когда в надвинутых блоках утолщенной при коллизии коры нарастает давление и, в связи с саморазогревом, повышается температура [35]. Вследствие этих сопряженных процессов образуются ареальные гранулиты, а по коллизионному шву в это время продвигается водный флюид, вызывающий локальное парциальное плавление [16]. Модельные Sm-Nd-датировки этого возраста не встречены, следовательно, мантийное вещество не поступало в кору в это время, что подтверждает автохтонную природу коллизионных гранитоидов.

**Датирование мантийных процессов** по ксенолитам в кимберлитах, прорывающих земную кору северо-востока кратона, обнаруживает временную корреляцию с событиями, описанными в коре. Массовые замеры Re-Os-модельным методом и единичные древнейшие датировки кристаллизации перидотитов и алмазов составляют 3.5 и 3.1 млрд. лет, что, по-видимому, соответствует некоторым этапам выплавления магм, поднимавшихся кверху и поступавших в земную кору древних микроконтинентов. Формирование алмаза свидетельствует о мощности континентальной литосферы этих микроконтинентов по крайней мере в 150 км. Образование эклогитов и алмазов

**Рис. 1.** Положение Сибирского кратона в структуре северо-востока Евразии (А), основные тектонические элементы Сибирского кратона (Б), строение центральной части Якутской кимберлитовой провинции (В) [12]

1 – главные разломные зоны (коллизионные зоны, сутуры): а – крутые, б – наклонные; 2 – разломы; 3 – граница обнаженных регионов; 4 – платформенный чехол, мощность более 8 км; 5 – кимберлитовые поля с датированными коровыми ксенолитами: 1 – Муна, 2 – Далдын, 3 – Алаakit, 4 – Мирный, 6 – габбро-анортозитовый комплекс, 2.55 млрд. лет; 7 – известково-щелочные вулканиты, осадки, А-граниты, 2.0–1.9 млрд. лет; 8 – фельзические вулканиты, силициты, граниты, 1.85 млрд. лет (а); парагнейсы и метакarbonаты, 2.4–2.0 млрд. лет (б); 9 – гранит-зеленокаменный комплекс: gs – зеленокаменные пояса и мафические интрузии [2]; gr – крупные плутоны гранитоидов [5], архей; 10 – комплекс эндербитов и мафических гранулитов, 3.1–3.0 млрд. лет.

Террейны: Марха, Биректе – гранит-зеленокаменные, Маган, Далдын – гранулит-гнейсовые



[71] 2.9–2.6 млрд. лет назад, по-видимому, указывает на интенсивные процессы тектонической перестройки и деформации в мантии тогда, когда на поверхности происходила ранняя коллизия, аккреция континентальных масс и их первый гранулитовый метаморфизм. Эклогиты, возможно, являются затянутыми в мантию по зонам субдукции фрагментами архейской океанической коры, о чем свидетельствуют геохимические особенности и изотопный состав кислорода, не совпадающий с мантийными значениями [44]. Сходные процессы эклогитообразования в мантии повторились 2.0 млрд. лет назад, а их следствием, вероятно, явилась коллизия микроконтинентов и аккреция Сибирского кратона. Таким образом, временные связи процессов в системе кора–мантия вполне очевидны, хотя для проведения развернутых сопоставлений данных еще недостаточно.

### ЗЕМНАЯ КОРА СЕВЕРО-ВОСТОКА КРАТОНА

Последнее событие в истории кратона – гранулитовый метаморфизм и выплавление гранитоидов и мигматитов – произошло 1.8–1.9 млрд. лет назад при утолщении коры во время коллизии террейнов. По-видимому, утолщенная до 58 км кора Якутской кимберлитовой провинции (рис. 3) [2] является реликтом палеопротерозойского коллизионного горного сооружения Гималайского типа, которое было эродировано к началу мезопротерозоя, а на возникшем 1650 млн. лет назад пенеплене начали накапливаться терригенные отложения рифейского чехла [14]. Для проверки и детализации этих предположений о строении коры была проведена интерпретация сейсмических данных.

**Обоснование интерпретации сейсмических данных.** Новая информация о строении земной коры была получена современными технологиями обработки оцифрованных данных ГСЗ. Использован лучевой метод решения прямых кинематических

задач сейсмики (raytracing) в двумерных моделях сред [18, 73]. Производился подбор параметров разреза, минимизирующих различие теоретических и наблюдаемых времен пробега сейсмических волн. В земной коре выявляются новые аномальные особенности, которые не могли быть обнаружены ранее при обработке данных по модели вертикально неоднородной среды. Стартовыми моделями явились разрезы, полученные ранее при ручной обработке [17]. Построены также плотностные разрезы коры путем гравитационного моделирования сейсмического разреза. Используются данные новой интерпретации сейсмических профилей, пересекающих коллизионные зоны, и отдельных локальных профилей, дополненные по необходимости участками профилей ГСЗ, интерпретированными при ручной обработке в модели вертикально неоднородной среды (профили 1–5, рис. 4).

При вещественной (петрологической) интерпретации скоростных разрезов использованы данные по набору пород, изученных в пределах Анабарского щита и в 1175 коровых ксенолитах кимберлитов Далдынского, Мархинского и Маганского террейнов. Сопоставление показало, что в ксенолитах распространены те же типы пород гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма, что и на поверхности щита [15]. В составе коры северо-востока Сибирского кратона резко преобладают ортопироксеновые плагиогнейсы (для краткости именуемые эндербитами), широко распространены метамафиты (двупироксеновые кристаллосланцы, амфиболиты), в которых часто, но не повсеместно в различных количествах присутствует гранат. Значительно меньше распространены метакarbonаты (мраморы, клинопироксен-плагиоклазовые породы), а также слюдяные гнейсы и сланцы, мигматиты и редко – биотитовые граниты. В количестве первых процентов присутствуют кварциты и др. Хотя количественные соотношения этих ксенолитов значительно варьируют от одного кимберлитового поля к другому, можно утверждать, что для ин-

**Рис. 2.** Изотопно-геохронологические характеристики коры и литосферной мантии Сибирского кратона

А – возрастные соотношения субстрата и допротерозойского гранулитового метаморфизма, сопровождаемого гранитообразованием, в древних террейнах (по сводке [65])

1–3 – Алданский щит, одноименная тектоническая провинция: 1, 2 – Олекминский гранит-зеленокаменный террейн; 1 – Тунгурсинский зеленокаменный пояс, 2 – Олондинский зеленокаменный пояс, 3 – Алданский гранулит-гнейсовый террейн. Анабарский щит, одноименная провинция: 4 – Далдынский гранулит-гнейсовый террейн. 5 – Шарыжалгайское поднятие, Тунгусский гранит-зеленокаменный террейн, одноименная провинция, полиметаморфический комплекс.

Б – изотопный возраст процессов в земной коре Анабарского щита [15]

1 – Sm-Nd модельный возраст, T(Nd)DM, 25 определений; 2 – Sm-Nd минеральная изохрона, 7 определений; 3 – U-Pb, циркон, верхнее пересечение, 10 определений.

В – изотопный возраст процессов в литосферной мантии Мархинского террейна

1 – модельный Re-Qs возраст (Tma) сульфидов из оливинов мантийных включений в кимберлитах трубки Удачная Далдынского кимберлитового поля (52 определения при отношениях  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} < 0.07$ ) [39]; 2–5 – единичные определения: 2 – Sm-Nd изохрона [64], 3 – Sm-Nd изохрона по эклогитам и эклогитовым включениям в алмазах [74], U-Pb метод по клинопироксену и гранату,  $2.57 \pm 0.2$  млрд. лет [44], Tma [58], 4 – Tma [58], 5 – Tma [57]

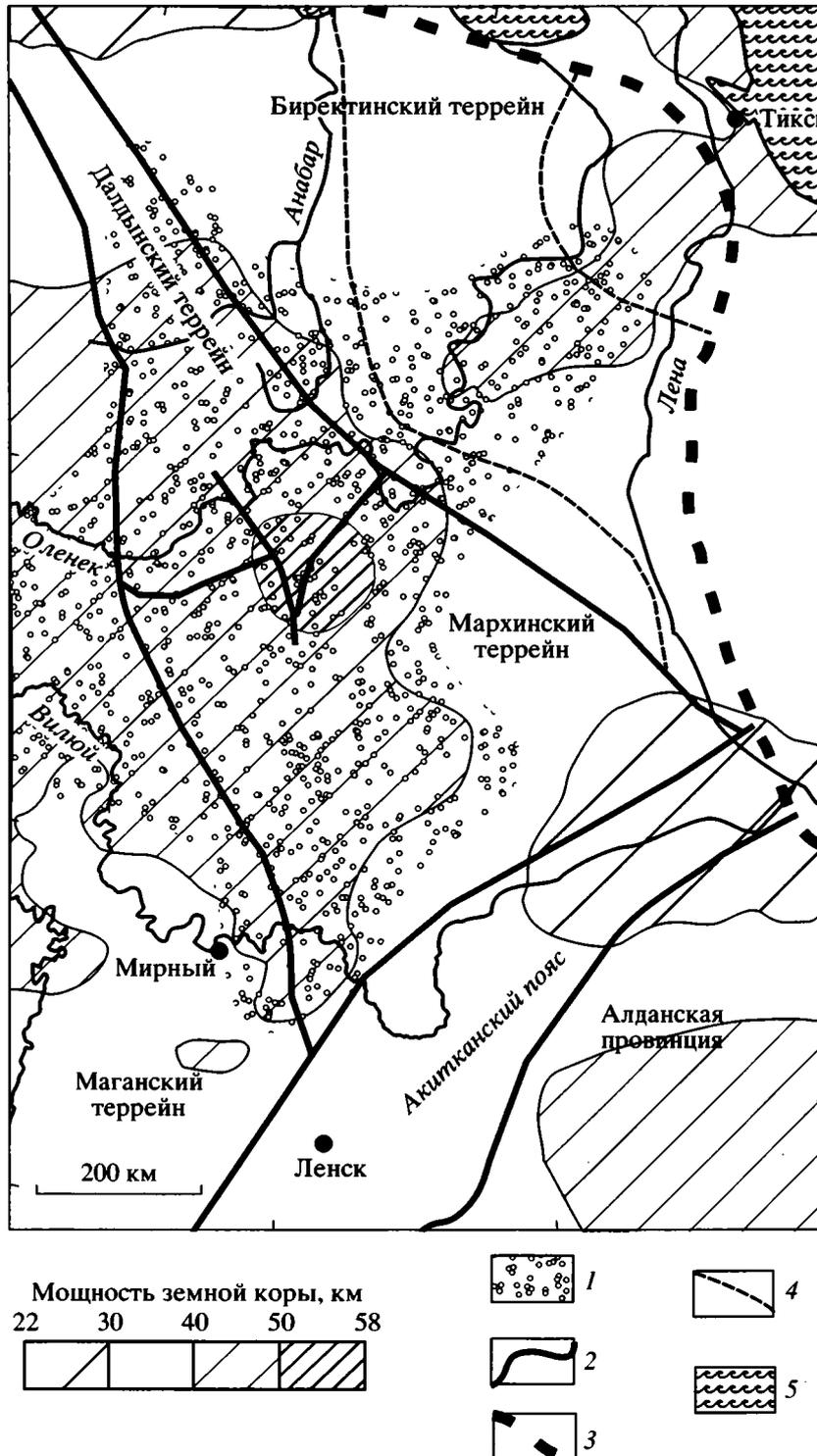
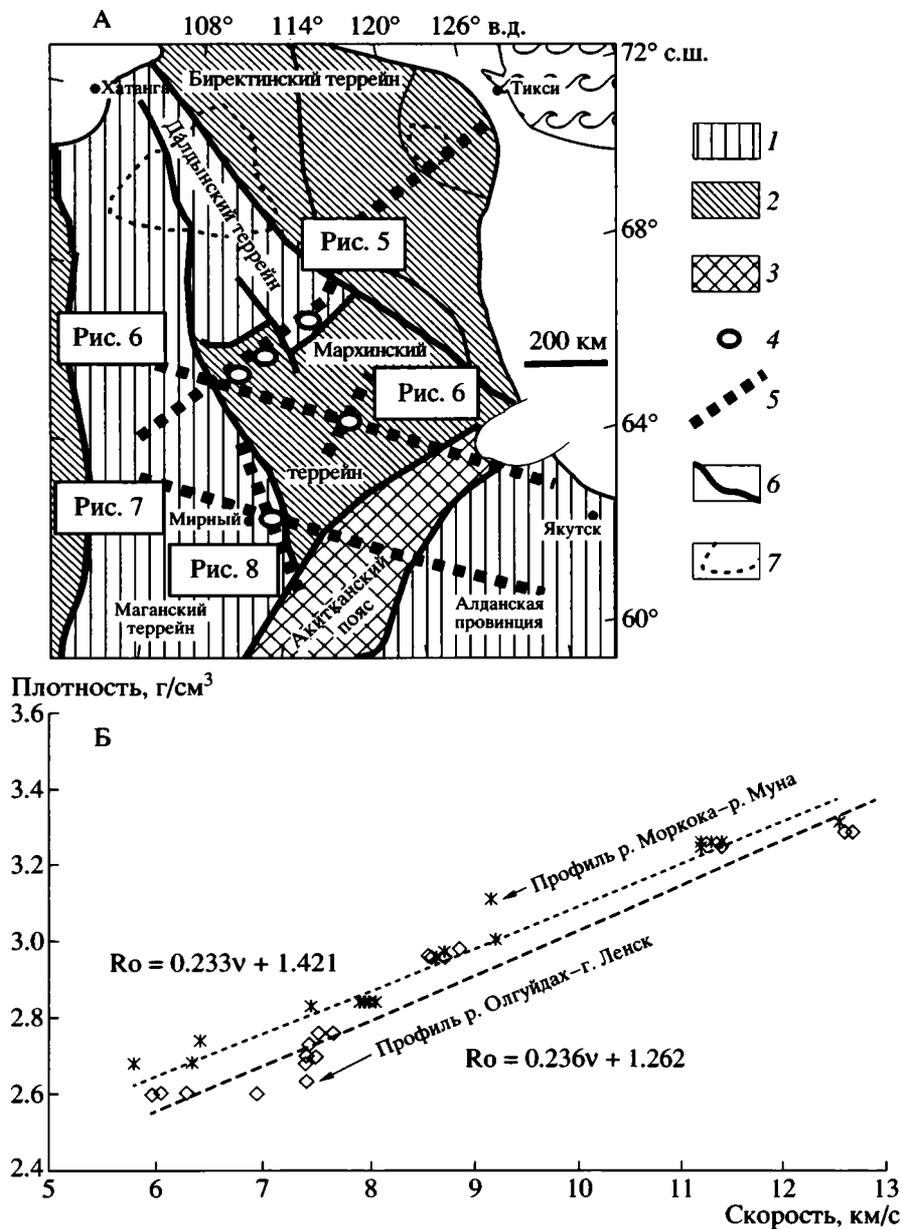


Рис. 3. Мощность земной коры и положение литосферного кля на северо-востоке Сибирского кратона [6]

1 – область повышенной мощности континентальной литосферы (литосферный киль); 2 – сuture; 3 – граница Сибирского кратона; 4 – границы складчатых поясов; 5 – акватория Ледовитого океана

терпретации скоростных разрезов достаточно использовать такие главные (обобщенные) петротипы, как эндербиты и метамфиты, в разных

пропорциях слагающие большую часть обнаженных площадей щита, а также гранитоиды (гранито-гнейсы, мигматиты, граниты), поскольку по-



**Рис. 4.** Расположение сейсмических профилей, использованных для геологической интерпретации (А), и соотношение скорость – плотность по результатам гравитационного моделирования сейсмических профилей (Б) [18, 73]

1, 2 – архей, террейны: 1 – гранулит-гнейсовые, 2 – гранит-зеленокаменные; 3 – палеопротерозой, Ачитканский вулканогенный пояс; 4 – кимберлитовые поля; 5 – положение сейсмических профилей; 6 – сутуры; 7 – границы обнаженных территорий.

На схеме А обозначены сеймопрофили: Моркока–Муна, Кеть–Тикси, рис. 5; Березово – Усть-Мая, рис. 6; Накын, рис. 6; Ханты-Мансийск – Лена, рис. 7; Олгуйдах – Ленск, рис. 8

следние могут слагать крупные индивидуализированные массивы. Остальные породы обычно участвуют в тесном переслаивании с эндербитами и метамафитами и индивидуальных геологических тел не образуют. Петролого-генетические соотношения их состоят в том, что по вулканогенному субстрату с возрастом 3.1–3.4 млрд. лет при гранулитовом метаморфизме 1.9–1.8 млрд. лет

назад возникли эндербиты (преимущественно метаандезиты) и метамафиты (преимущественно метабазальты). Тогда же наложенные процессы парциального плавления в присутствии H<sub>2</sub>O привели к формированию гранитоидов.

Для интерпретации скоростных разрезов коры, в которых должны преобладать указанные наиболее распространенные типы пород (эндер-

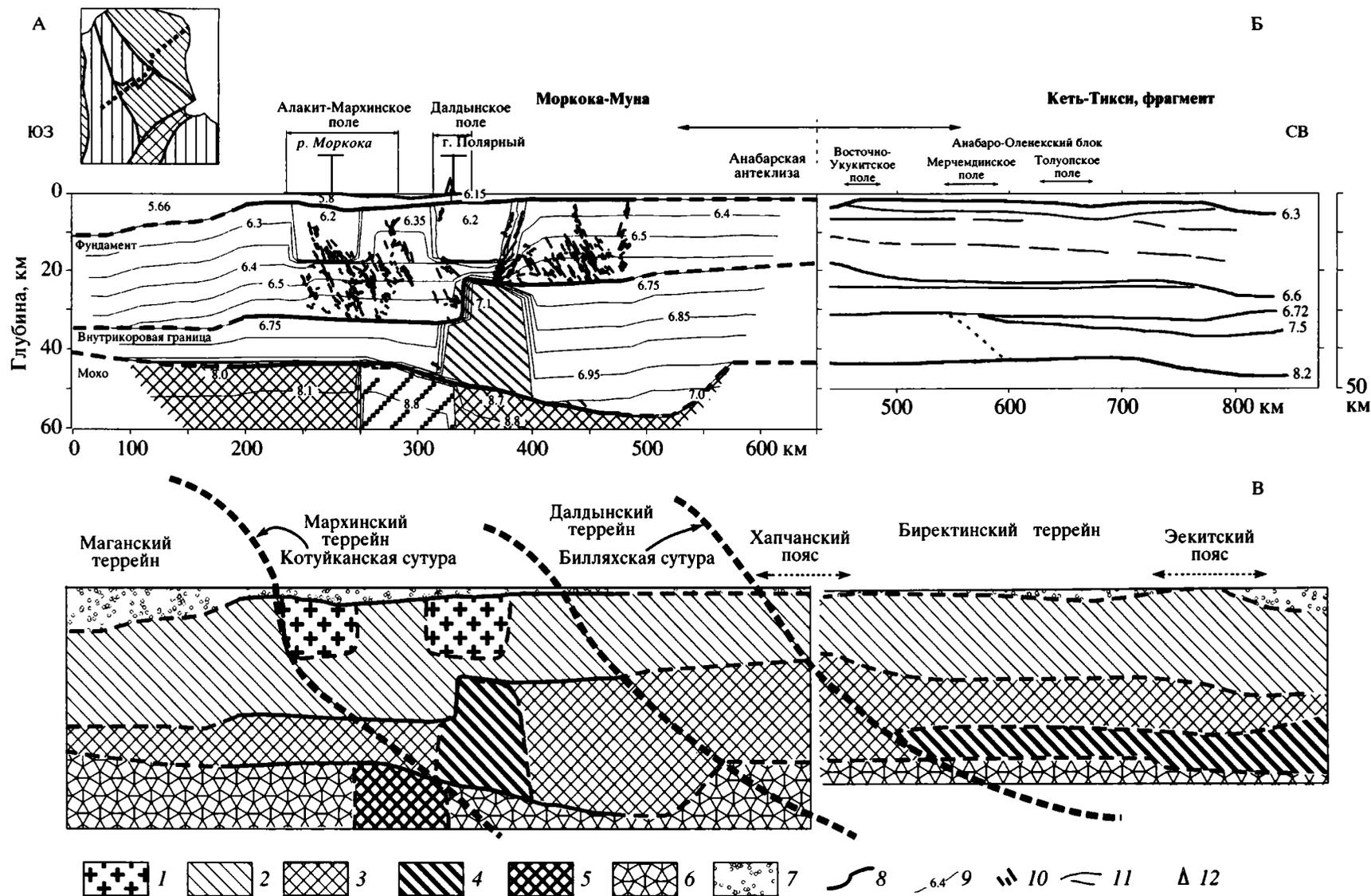
биты и гранулитовые метамафиты), можно принять, учитывая данные гравитационного моделирования сейсмических профилей, а также данные, приведенные в работе [28, 50 и др.], что скорости продольных волн в гранитах составляют 5.8–6.2 км/с. Гранулиты, обнаженные на поверхности, отвечают Р-Т условиям метаморфизма на глубине 20–30 км [26], что соответствует наблюдениям на Анабарском щите [11], тогда как среди коровых ксенолитов преобладают более глубинные породы – 35–50 км, вероятно, образовавшиеся вследствие базальтового андерплэйтинга [26]. Среди гранулитов, наблюдаемых на поверхности Анабарского щита, обычно преобладают эндербиты и лишь 17% от мощности разреза составляют метамафиты. В отдельных случаях доля метамафитов составляет 40% (коровые ксенолиты в Далдынском поле, комплекс Зверева в Становой провинции [15]). Поэтому для интерпретации скоростных разрезов средней коры в первом приближении можно принять два слоя, верхний, существенно эндербитовый со скоростями продольных волн ~6.3–6.7 км/с, и нижний, мафито-эндербитовый, ~6.7–7.0 км/с. В нижней коре, состоящей главным образом из гранулитовых мафитов, скорости, по-видимому, будут соответствовать наблюдаемым, ~7.0–7.8 км/с.

**Коллизионная призма: особенности порообразования и типы пород.** Интерпретируя сейсмические разрезы коры северо-востока Сибирского кратона, необходимо учесть комплексы пород, возникающие в коллизионной призме по мере ее эволюции, главные из которых представляются в следующем виде. На первой стадии выплавляются гранитоиды состава расплава-минимум (“гаплограниты”). Они образуют в верхней коре слой синдеформационных мигматит-плутонов до 10 км мощностью и широко известны как гнейсово-купольные ареалы докембрийской коры щитов. По мере утолщения коры и саморазогрева температура повышается, а вязкость снижается и начинается расползание нижней коры в стороны (обвал, коллапс горного сооружения) [16, 49], что приводит к растрескиванию подстилающей мантии. Мантийные расплавы начинают поступать в коллизионную призму (например, лампрофиры [68]), появляются постдеформационные интрузии “внутриплитных” нижнекоровых А-гранитов, щелочных габброидов и др., свидетельствующие о приостановке складчатых деформаций и вступлении горячей мантии в непосредственный контакт с нижней корой. Для объяснения такой смены магматизма предложены две принципиально различные гипотезы, хотя петрологические следствия, вытекающие из их применения, в первом приближении совершенно одинаковы, поскольку обе гипотезы исходят из одной и той же совокупности наблюдаемых явлений. 1. Гипотеза отслоения (деламинации) нижней коры и погружения ее в

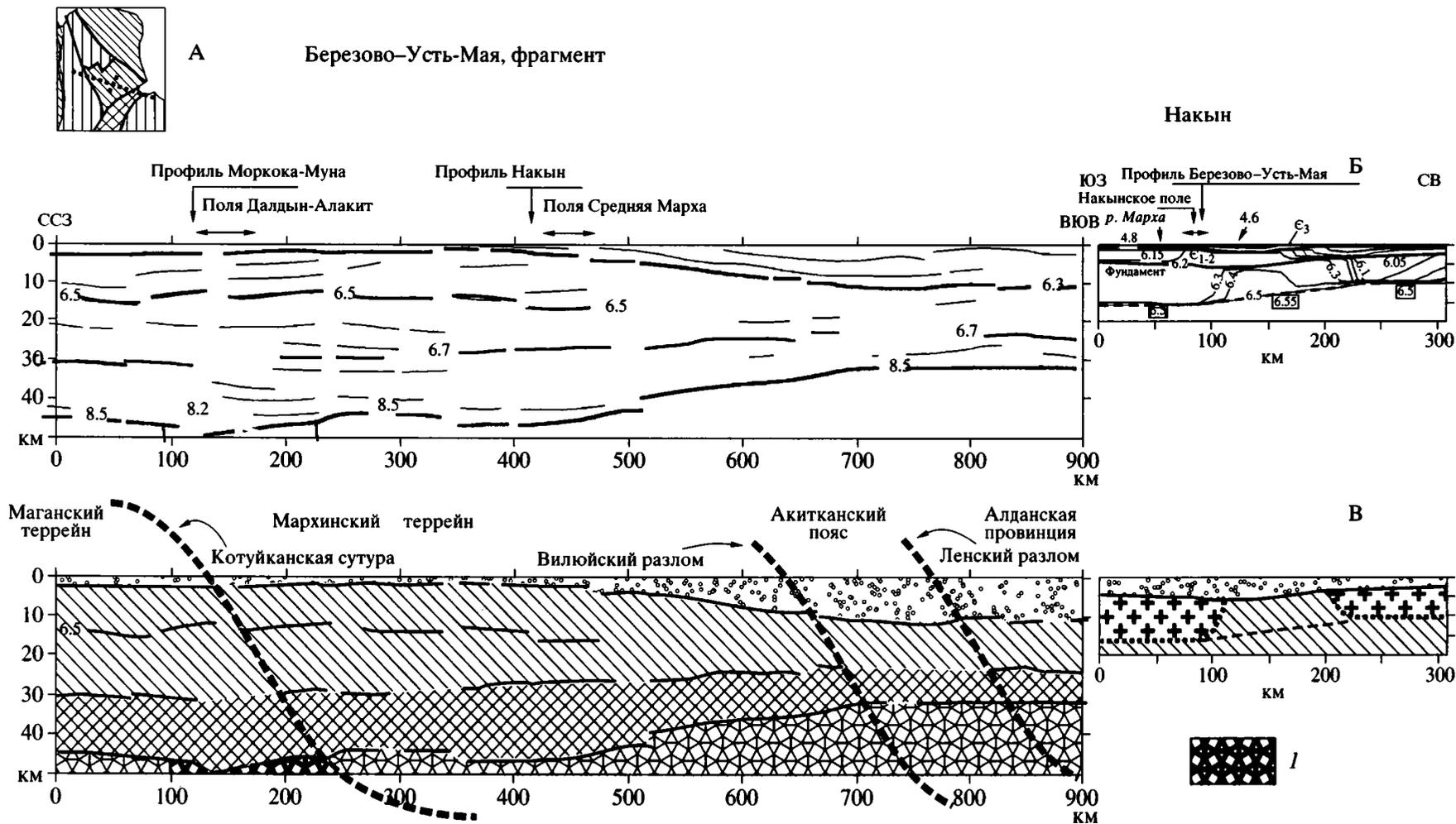
мантию, когда на освободившееся место поднимается вещество горячей мантии. Оно подвергается адиабатическому плавлению с выделением базальтового расплава, который растекается по нижней коре в виде силлов (базальтовый андерплэйтинг), а соприкасающееся с такой мантией вещество нижней коры начинает плавиться с образованием А-гранитов. 2. Гипотеза отрыва субдукционного слэба (разрыв субдуцируемой пластины коры), когда в образовавшееся окно внедряется горячий мантийный диапир, что приводит к аналогичным последствиям (обзор в [1]). Полный цикл коллизионного процесса занимает примерно 100–150 млн. лет (например, [52]) с учетом времени на разогрев коллизионной призмы, около 25 млн. лет [35].

Таким образом, при геологической интерпретации сейсмических профилей в коллизионной системе северо-востока Сибирского картона следует ожидать выявление гранитных плутонов в верхних частях коры, являющихся корневыми частями гранитного слоя, который был полностью смыт с Анабарского щита к началу рифея при эрозии коллизионного горного сооружения [16], однако сохранился в пределах Мархинского гранит-зеленокаменного террейна, судя по данным глубокого бурения [15]. В нижней коре вероятно выявление мафических блоков, образовавшихся вследствие базальтового андерплэйтинга, а в прилегающей мантии можно ожидать появление пород повышенной плотности, выдвинутых на границу кора–мантия по модели отрыва субдукционного слэба или деламинации нижней коры.

**Геологическая интерпретация сейсмических профилей северо-востока Сибирского кратона.** Профиль Моркока–Муна и его продолжение Кеть–Тикси (фрагмент) пересекает почти вкрест простирания Анабарскую и Оленекскую провинции (рис. 5). Юго-западная часть профиля построена с использованием лучевого метода решения прямых кинематических задач сейсмики в двумерных моделях сред, тогда как северо-западная – интерпретирована при ручной обработке в модели вертикально неоднородной среды. Для более отчетливого изображения Котуйканская и Билляхская коллизионные зоны (сутуры) на рисунке показаны упрощенно, в виде линий, тогда как их ширина достигает 30 км. Их наклон определен при полевых наблюдениях в пределах Анабарского щита [65]. На профиле общий наклон дислокационных элементов, зафиксированный в форме отражающих площадок, характеризует территории Далдынского и Мархинского террейнов в данном пересечении как область сжатия и надвигания с северо-востока на юго-запад, что подтверждает представление о столкновении и надвигании этих террейнов по указанным сутурам. Благодаря отражающим площадкам отчетливо выявляется большое значение разлома, разделя-



**Рис. 5.** Сейсмопрофиль Моркока–Муна [18, 73], Кеть–Тикси [7, 17] (положение см. на рис. 4): А – картограмма профиля по отношению к главным структурам; Б – численная интерпретация наблюдаемых сейсмических данных; В – предполагаемый геологический разрез коры  
 1 – гранитоиды; 2 – преимущественно эндрбиты; 3 – метамафиты, эндрбиты; 4 – преимущественно метамафиты; 5 – мантийные породы повышенной плотности; 6 – мантия; 7 – чехол; 8–10 – интерпретация на основании гравитационного моделирования сейсмических скоростей [18, 73]; 8 – сейсмические границы, 9 – изолинии скорости, 10 – отражающие площадки; 11 – сейсмические поверхности [7, 17]; 12 – скважины



**Рис. 6.** Сейсмопрофиль Березово – Усть-Мая [7, 17]; Накын [18, 73] (положение см. на рис. 4): А – картограмма профиля по отношению к главным структурам; Б – численная интерпретация наблюдаемых сейсмических данных; В – предполагаемый геологический разрез коры  
1 – мантийные породы пониженной плотности. Остальные условные обозначения см. на рис. 5

ющего эти террейны, положение и значение которого представлялось недостаточно ясным вследствие большой мощности перекрывающего чехла. В надвинутом, висячем, крыле Котуйканской зоны выделяются крупные гранитные тела. Их положение по отношению к сутуре соответствует процессу вытолпления и подъема коллизийных гранитоидов. Они, скорее всего, являются мигматит-плутонами, поскольку при более ранних специальных геофизических исследованиях [5] они не были выделены как батолиты. Эндербитовый слой непосредственно перекрыт чехлом и достигает глубины 20–35 км. Мафит-эндербитовый слой имеет мощность 5–35 км и на большом протяжении непосредственно соприкасается с мантией, глубина залегания кровли которой достигает здесь 57 км. В составе нижнего слоя коры присутствуют блоки мафитового состава, которые, скорее всего, возникли в процессе базальтового андерплэйтинга во время коллапса коллизийной призмы на втором этапе ее развития. Аномально высокие скорости в мантии [18, 73] устанавливаются в лежащем крыле Котуйканской сутуры, что вполне удовлетворительно можно объяснить выдвиганием мантийного блока из более глубоких горизонтов мантии в окно, образовавшееся при разрыве пластины субдуцируемой коры по модели отрыва слэба или деламинации нижней коры. В Биректинском террейне широко проявлен мафитовый слой нижней коры, связанный с Билляхской зоной, вероятно, возникший в процессе базальтового андерплэйтинга.

Профиль Березово – Усть-Мая (фрагмент) пересекает Анабарскую провинцию, Аkitканский орогенный пояс и выходит на юго-востоке в Алданскую провинцию, перекрытую здесь чехлом, а в виде его рассечки представлен разрез верхней части коры по профилю, пересекающему Накынское кимберлитовое поле (профиль Накын) и построеному с применением технологии ray tracing по данным площадных наблюдений ГСЗ, выполненных в 1995 г. (рис. 6).

На профиле Березово – Усть-Мая в пределах Маганского и Мархинского террейнов мощность коры не превышает 48 км, выделяются два слоя средней коры с мощностями, похожими на показанные на предыдущем рисунке. В мантии лежащего крыла Котуйканской сутуры выделяется участок пониженных скоростей, который может быть интерпретирован как следствие приразломного рассланцевания, однако более вероятно, что здесь кровля мантии проходит ниже области профиля, находясь внутри выдвинутого снизу мантийного блока, который пересечен профилем Маркока–Муна, о чем сказано выше. К юго-востоку, с переходом к Аkitканскому поясу и Алданской провинции, мощность коры заметно уменьшается, до 30 км. По-видимому, это обусловлено заложением в девоне Вилюйского рифта

и растяжением коры или термальной эрозией ее подошвы. Профиль Накын обнаруживает два крупных гранитных батолита, выявленных ранее при региональных геофизических интерпретациях [5]. Вероятно, это гранитные поля, свойственные гранит-зеленокаменным террейнам, каковым является Мархинский террейн, в центре которого располагается рассматриваемый профиль.

Профиль Ханты-Мансийск – Лена (фрагмент) располагается южнее предыдущего и пересекает те же структуры (рис. 7).

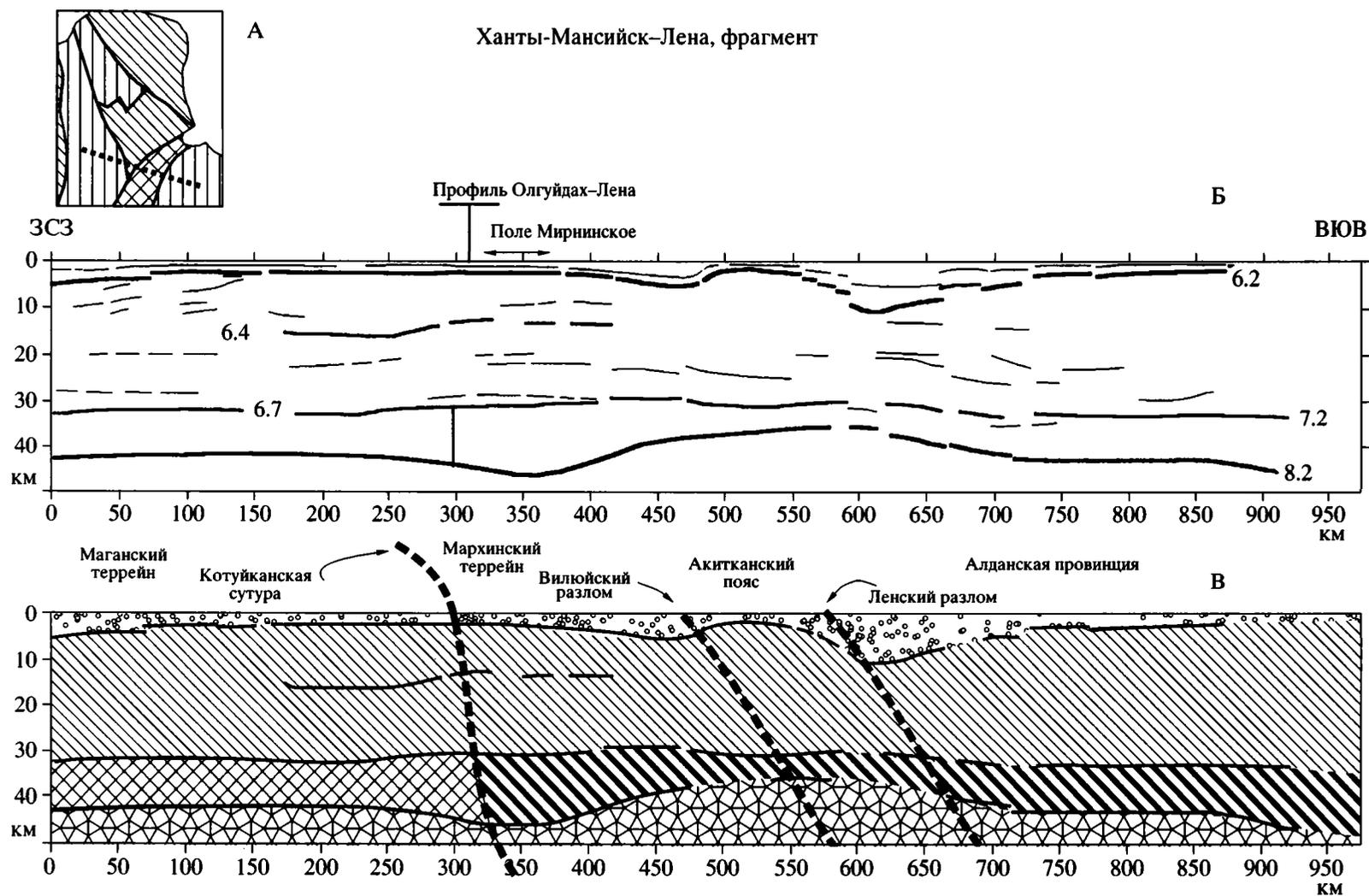
Здесь мафит-эндербитовый слой отличается пониженной мощностью, ~10 км, а в висячем крыле Котуйканской сутуры и далее к юго-востоку он замещен мафитами, образовавшимися, вероятно, в результате базальтового андерплэйтинга на втором этапе коллизии Маганского и Мархинского террейнов и, возможно, при надвигании с юго-востока на северо-запад Аkitканского пояса и Алданского супертеррейна. Мощность коры в районе Вилюйского рифта понижена примерно на 10 км. Вилюйский и Ленский разломы, по-видимому, активизировались в фанерозое, поскольку к ним приурочены увеличенные мощности чехла.

Профиль Олгуйдах – Ленск [18, 73] (рис. 8) проходит примерно вдоль простирания Котуйканской сутуры, и точная двумерная его интерпретация затруднительна. Однако очевидно, что здесь много гранитоидов верхней коре, относящихся, по-видимому, к мигматит-плутонам. Резкие перепады глубин кровли мафит-эндербитового слоя, до 5 км, возможно, отражают оперяющие разломы этой сутуры. В висячем крыле Котуйканской сутуры фиксируется мафитовый блок, возникший, вероятно, при базальтовом андерплэйтинге во время коллапса на втором этапе развития сутуры, а в мантии лежащего бока – участок пониженных скоростей, аналогичный отмеченному на профиле Березово – Усть-Мая.

В целом, геологическая интерпретация сейсмических профилей показывает, что тектонические соотношения Маганского, Далдынского, Мархинского и Биректинского террейнов, сочленяющихся по Котуйканской и Билляхской разломным зонам, обнаруживают практически все структурные признаки и породные сообщества коллизийной системы, характерные как для этапа надвигания сиалических пластин и горообразования, так и для последующего коллапса возникшего горного сооружения.

## ЛИТОСФЕРНЫЙ КИЛЬ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

**Геолого-геофизические данные.** Увеличенная мощность литосферной мантии характерна для древних кратонов, нередко прорванных алмазо-



**Рис. 7.** Сейсмопрофиль Ханты-Мансийск – Лена [17] (положение см. на рис. 4): А – картограмма профиля по отношению к главным структурам; Б – численная интерпретация наблюдаемых сейсмических данных; В – предполагаемый геологический разрез коры  
Условные обозначения см. на рис. 5

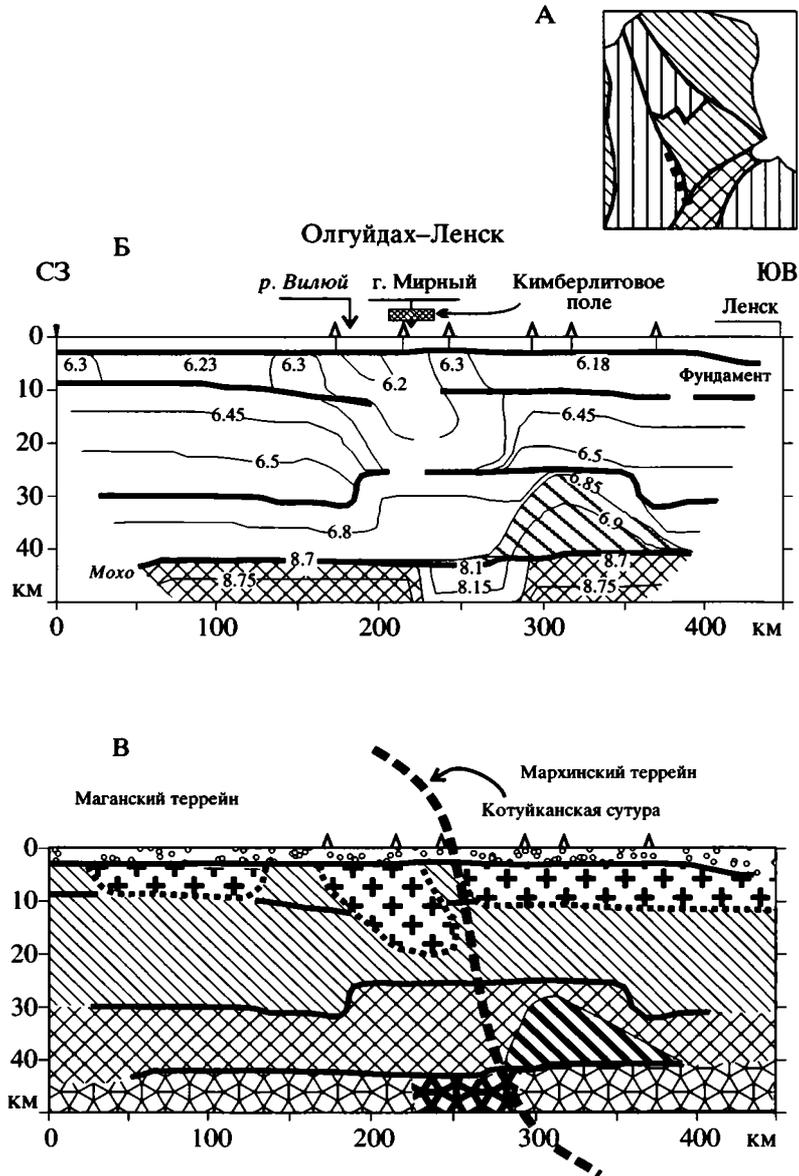
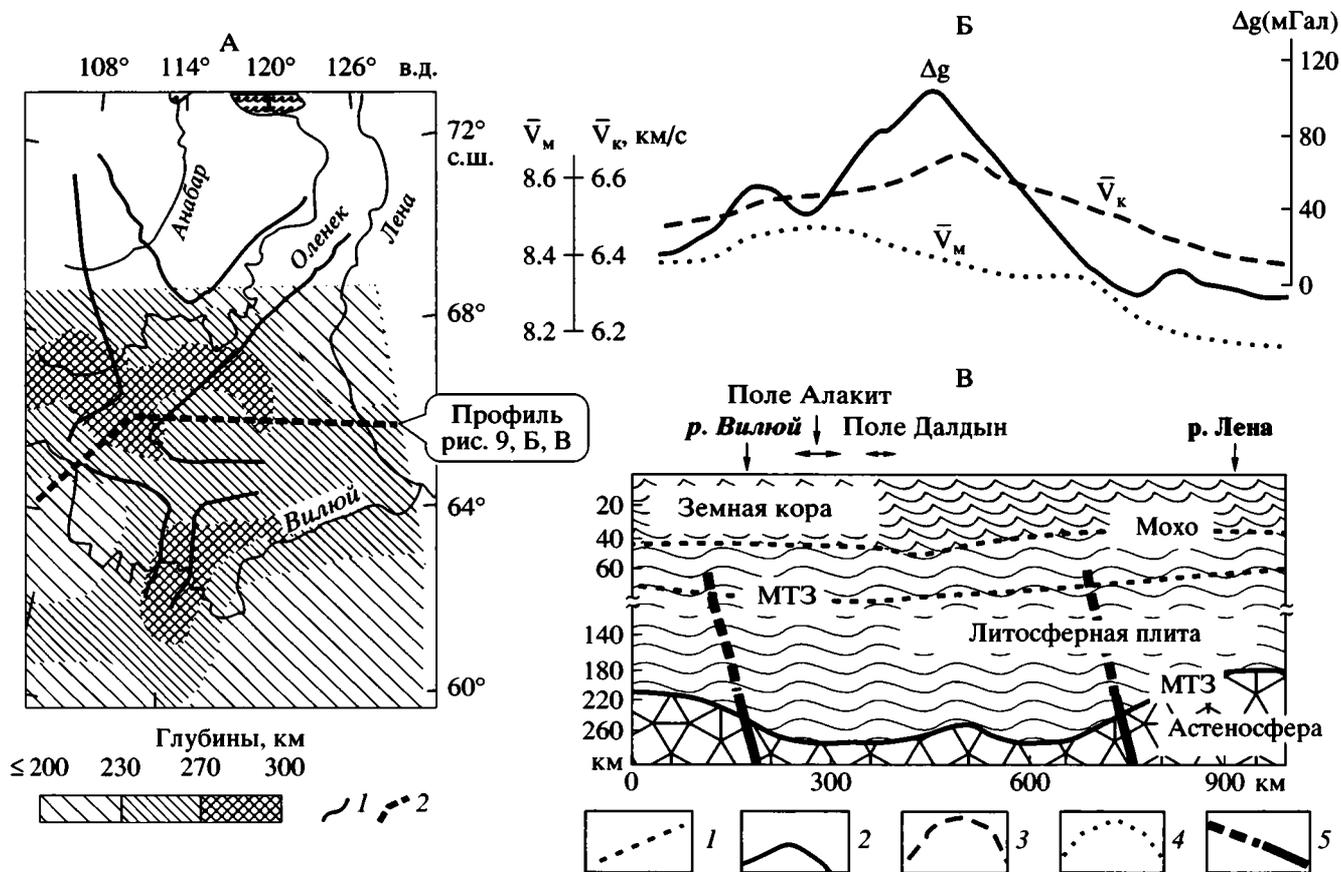


Рис. 8. Сейсмопрофиль Олгуйдах – Ленск [18, 73] (положение см. на рис. 4): А – картограмма профиля по отношению к главным структурам; Б – численная интерпретация наблюдаемых сейсмических данных; В – предполагаемый геологический разрез коры

Условные обозначения см. на рис. 5 и 6

носными кимберлитами, а соответствующие ареалы получили наименование литосферного кля, или корня (обзор в [6]). В Якутской кимберлитовой провинции, располагающейся на северо-востоке Сибирского кратона, по совокупности данных выявлена базальная нижнекоровая плотностная граница, рельеф которой в целом соответствует сейсмической поверхности Мохо, несмотря на некоторые отличия. Для кровли кля характерна повышенная осредненная скорость по границе Мохо, 8.4–8.5 км/с, тогда как за его пределами она не превышает 8.2–8.4 км/с. На основе анализа рельефа плотностной и сейсмической границ, соот-

ветствующих кровле мантии, но построенных по различным данным, в центральной части Якутской кимберлитовой провинции выделен литосферный мантийный киль, в пределах которого располагаются алмазоносные кимберлиты [6]. По данным магнито-теллурических зондирований (МТЗ) максимальная глубина залегания кровли проводящих комплексов приходится на центральную часть Якутской кимберлитовой провинции. Верхний проводящий слой в пределах кля залегает на глубинах 80–100 км, а за его пределами – 60–80 км. Нижний проводящий слой, отождествляемый с границей литосфера – асте-



**Рис. 9.** Строение континентальной литосферы северо-востока Сибирского кратона

А – рельеф литосферного проводящего слоя (приблизительная граница литосфера–астеносфера) [6]

1 – граница литосферного кия по комплексу данных; 2 – линия геофизического профиля

Б – комплексный геофизический профиль

В – разрез литосферы

1 – глубинные границы, выделенные по данным ГСЗ (Мохо) и МТЗ (кровля проводящих геоэлектрических горизонтов); 2 – график остаточных гравитационных аномалий, обусловленных земной корой; 3 – осредненная скорость продольных волн в земной коре; 4 – осредненная скорость по границе Моховичича; 5 – границы литосферного кия

носфера, располагается на глубинах 260–300 км в пределах кия, а на прилегающих участках – 210–250 км (рис. 9).

Важно подчеркнуть, что над литосферным килем осредненные скорости продольных волн в коре и остаточные гравитационные аномалии, обусловленные земной корой, существенно повышены, что обусловлено увеличенной мощностью нижней коры [6], вероятно, унаследованной от палеопротерозойского коллизионного сооружения.

Сходная ситуация наблюдается в Южной Африке. Высокоскоростной мантийный киль здесь располагается на глубинах от 250 до 300 км как под древними кратонами, Зимбабаве и Каапваль, так и под соединяющей их архейской коллизионной зоной Лимпопо [45], а сейсмические скорости в нем на 3–6% превышают средние глобальные значения для этих глубин [72].

**Петролого-геохимические данные.** Петрологические оценки глубин и состава литосферной мантии были получены с помощью исследования гранатов и хромитов из 65 кимберлитовых трубок по профилю длиной 1000 км через Оленекскую и Анабарскую тектонические провинции [38, 39]. Для определения петрогенетического типа вмещающих пород использовались диаграммы для граната в координатах  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ – $\text{CaO}$  и  $\text{Zr}$ – $\text{TiO}_2$ , для установления температур и давлений –  $\text{Cr}$ – $\text{Ni}$ , для возрастной характеристики (архей–протерозой) –  $\text{Y}/\text{Ga}$ – $\text{Zr}/\text{Y}$ , а калибровка по температуре осуществлялась по содержаниям  $\text{Zn}$  в хромитах. Литосферный киль, превышающий по глубине 200 км, отчетливо проявлен по оценкам глубин (давлений) при кристаллизации граната (рис. 10).

Деплетированный гарцбургитовый горизонт имеет наибольшую мощность под Анабарской провинцией (Маганский, Далдынский и Мархин-

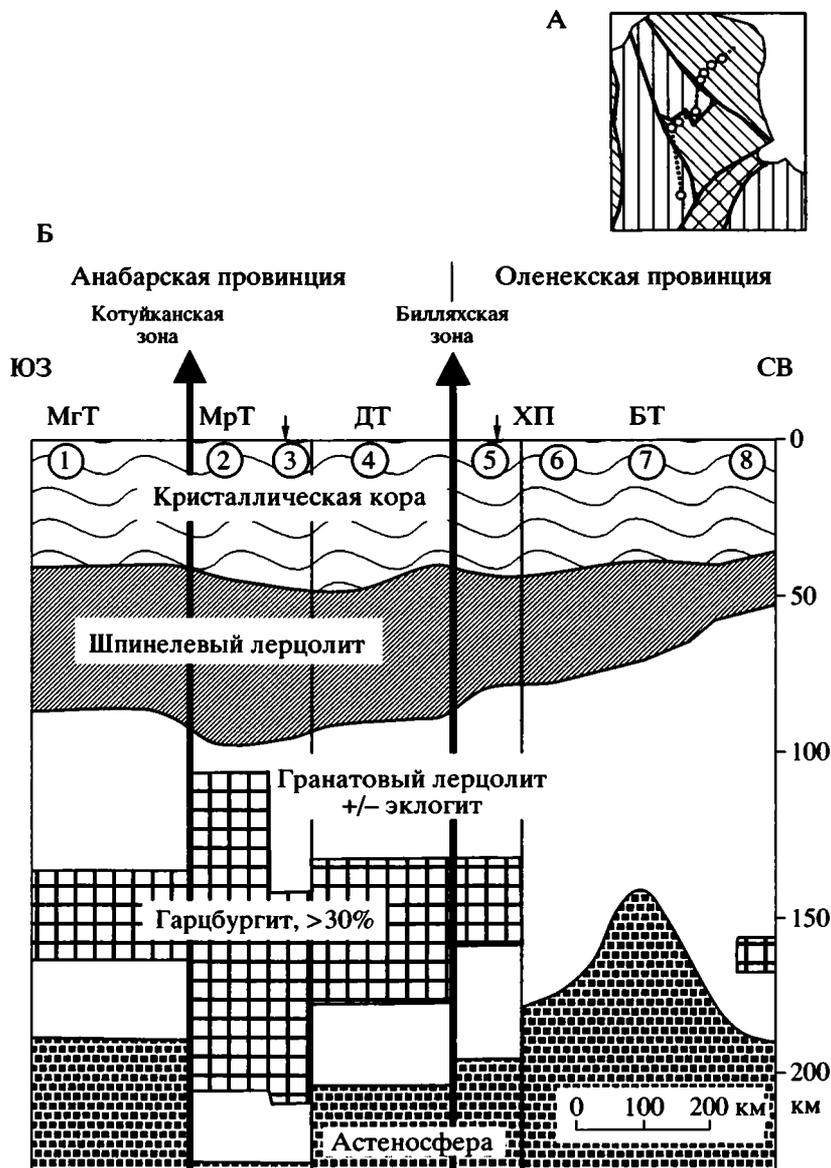


Рис. 10. Разрез литосферы Якутской алмазонасной провинции: А – картограмма положения профиля и кимберлитовых полей (кружки) по отношению к структурам кратона; Б – разрез литосферы, построенный на основании изучения гранатов из мантийных ксенолитов в кимберлитах [40].

Буквами обозначены: МгТ, ДТ, МрТ, БТ, ХП, соответственно, Маганский, Далдынский, Мархинский и Биректинский террейны и Хапчанский складчатый пояс.

Цифрами в кружках: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 – обозначены кимберлитовые поля, в которых изучены мантийные гранаты, соответственно, Мирнинское, Алакитское, Далдынское, Мунское, Чомурдахское, Моторчунское, Мерчемдинское и Толуопское

ский террейны). В пределах Оленекской провинции (Биректинский террейны) этот горизонт еще продолжается к северо-востоку под Хапчанским складчатым поясом, а далее – не проявлен. Различия в пределах Анабарской провинции предположительно возникали в течение эволюции этих отдельных континентальных блоков (террейнов) и сохранились во время аккреции кратона [39, 63]. Однако возможно, что каждый из этих террейнов

ранее был частью более крупного тектонического блока (раннего суперконтинента, как отмечено выше) и тогда их литосферные корни должны были бы сохраниться во время латеральных перемещений. Протерозойские комплексы Оленекской провинции также имеют кратонные корни, простирающиеся до глубин 150–180 км. Эта провинция, даже если и имела архейский корень, была значительно переработана и модифицирована

в направлении типично протерозойского состава предположительно до начала коллизии с Анабарским супертеррейном [39]. Отсутствие гарцбургитового горизонта под кимберлитовыми полями Чомурдах, Куранах и Лучакан, расположенными около Билляхской зоны, показывает, что коллизия, возможно, привела к переработке и смешиванию литосферной мантии этих обеих провинций до глубин 100 км и более. Протерозойская Оленекская тектоническая провинция обнаруживает не разрушенный, ранее существовавший литосферный корень, который, возможно, был только вовлечен в переработку и смешение вдоль зоны шириной менее 100 км [39]. Однако возможно, что здесь литосферная мантия, характеризующаяся вебстерит-пироксенитовым составом ксенолитов и утоненная до 150 км, подверглась воздействию астеносферных расплавов, породивших трапповый магматизм во временном интервале между среднепалеозойским и юрским этапами кимберлитового магматизма [62], однако доказательных изотопно-геохронологических данных пока недостаточно. Зависимость пространственной локализации деплетированной мантии от расположения древних блоков коры (террейнов), очевидно, указывает на то, что извлечение вулканического материала в нарождающуюся архейскую кору террейнов приводило к комплементарному истощению подстилающей литосферной мантии. Совпадение возрастов породообразования в коре и мантии северо-востока Сибирского кратона, о чем сказано выше, косвенно подтверждает этот вывод.

Таким образом, литосфера северо-востока Сибирского кратона имеет мощный литосферный киль, сложенный в значительной части деплетированными породами, обнаруживающими пространственную связь с древними террейнами. В них над килем увеличена мощность нижней коры, что, вероятно, является реликтовой особенностью коры, сохранившейся от палеопротерозойской коллизионной системы.

## ОБСУЖДЕНИЕ

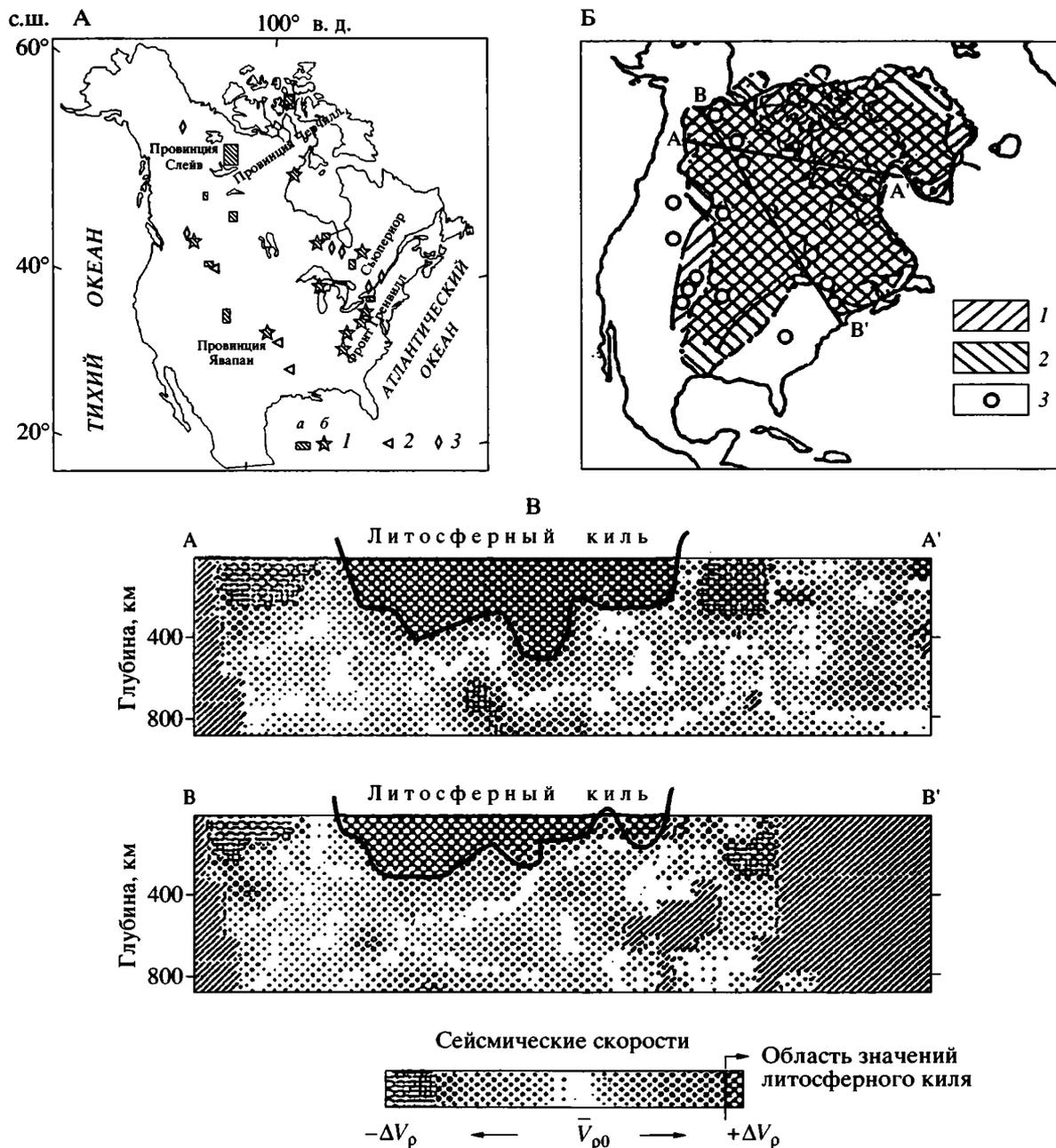
**Унаследованность древних коллизионных призм в современной коре.** При интерпретации сейсмических данных палеопротерозойская аккреционная система северо-востока Сибирского кратона обнаруживает признаки коллизионных систем фанерозоя. Это – коллизионное гранитообразование и утолщение коры на первом этапе, а на втором – коллапс горного сооружения, сопровождаемый базальтовым андерплэйтингом и подъемом мантийных диапиров на уровень нижней коры. Реликты утолщенной коры сохраняются в большинстве раннедокембрийских областей, по-видимому, вследствие стабилизированного подкорового режима [9, 48, 55], что адекватно

представлениям о существовании устойчивого литосферного кия.

**Свойства литосферного кия.** Физические и геохимические параметры литосферного кия (корня) обсуждаются в течение ряда последних лет на основе исследований мантийных ксенолитов, тепловых потоков и электропроводности (обзор в [22, 41]). Перидотиты кия отличаются повышенной магнезиальностью и более легким изотопным составом магния [59]. Указанные геофизические данные показывают, что мощности корней континентов (так называемые “тектосферы”) находятся в пределах 200–250 км. Однако интерпретация результатов сейсмической томографии показывает, что мощность зоны повышенных скоростей под континентами достигает 400 км (например, как на рис. 11).

На основе исследований сейсмической анизотропии предполагается, что такое различие в оценках обусловлено существованием астеносферного канала повышенной вязкости [41]. Признаки литосферного кия присутствуют почти во всех архейских кратонах, тогда как в протерозойских – мощности литосферы значительно меньше (рис. 12).

В архее из мантии выплавлялись коматииты и другие вулканыты, что приводило к ее истощению по железу и снижению плотности. Плотность мантийного вещества под кратонами понижена на 0.6–1.8% [4]. Кора развивалась поверх такой деплетированной литосферной мантии (гранатовый лерцолит), обладавшей значительной плавучестью и относительно пониженной температурой [41]. Под Каапвальским кратоном гранатовые лерцолиты обнаруживают древние метасоматические преобразования с образованием эклогитов [32], возможно, связанные с выделением расплавов, поднимавшихся в кору. Алмазы архейского возраста указывают на мощность тогдашней литосферы не менее 150 км. Напротив, протерозойская кора развивалась поверх не истощенной по железу литосферной мантии (шпинелевый лерцолит), служившей источником для платобазальтов и базальтового андерплэйтинга, результатом которого нередко было утолщение коры и образование в нижней коре высокоскоростного слоя ( $>7$  км/с) ([34] и цитированные источники), а вариации тепловых потоков подтверждают значительные геохимические различия архейских и протерозойских ареалов [53]. Мощность архейской литосферы в 150–200 км определена на основании расчетов кондуктивной геотермы на время архейского минералообразования исходя из средних тепловых потоков в  $41 \pm 11$  мВ/м<sup>2</sup> в архейских регионах [67] (в Якутии 38–42 мВ/м<sup>2</sup> [24]). Нормативные расчеты по геофизическим данным и исследованиям скоростей и плотностей мантийных ксенолитов Каапвальско-



**Рис. 11.** Литосферный киль на Канадском щите

А – локализация кимберлитов и ультраосновных-щелочных пород [42], предположительно связанных с плюмовым магматизмом в пределах литосферного килья

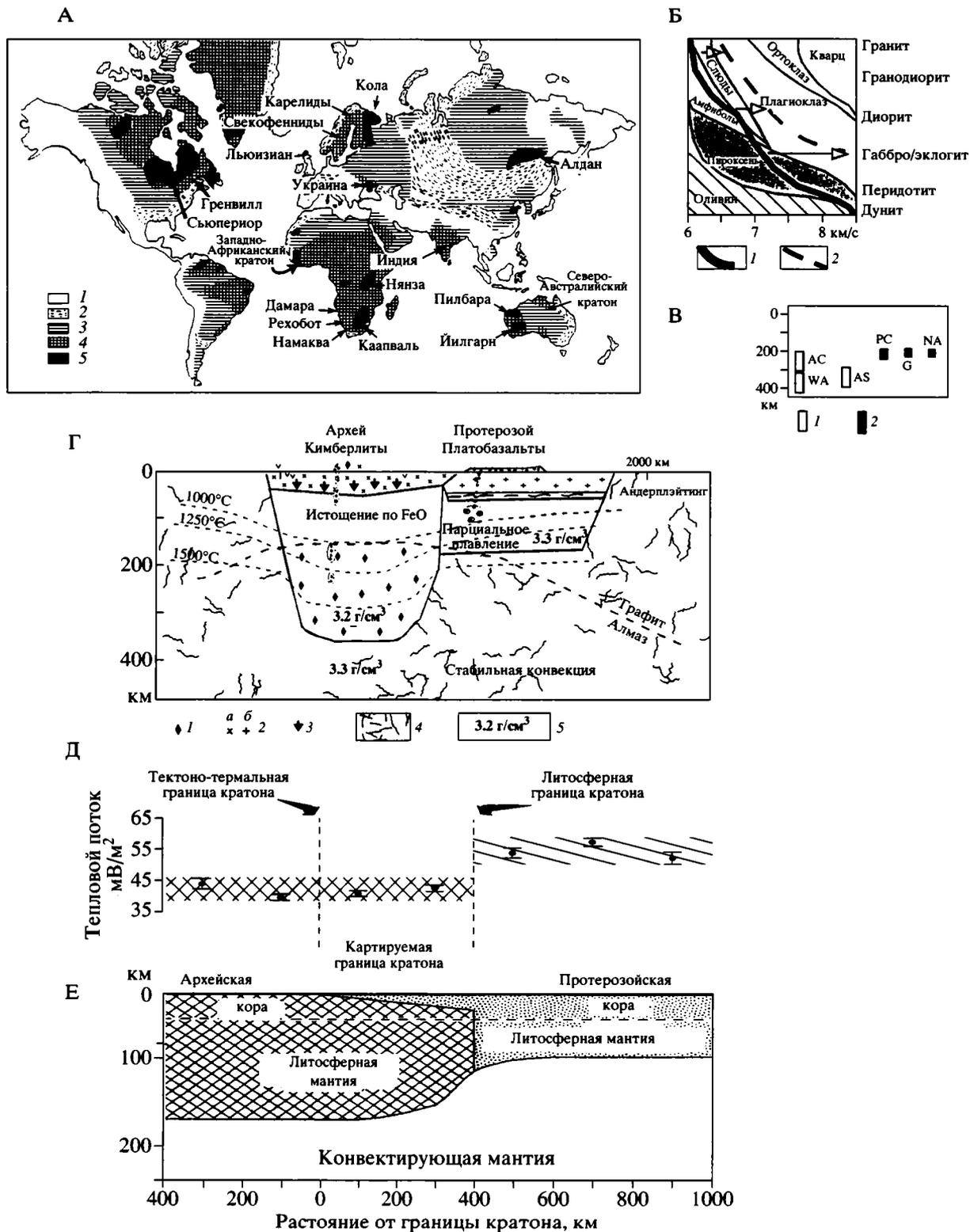
1 – кимберлитовые поля (а) и кусты трубок (б); 2 – лампроиты; 3 – ультрамафические лампрофиров; альнэиты, оливковые меллититы. Провинция Слейв, Черчилл и Сьюперитор – архей; Явапай и Гренвилл – палеопротерозой

Б – распределение участков высокоскоростной  $V_p$  (1) и  $V_s$  (2) литосферы и кимберлитов (3) [37]

В – положение участков с повышенными значениями продольных сейсмических волн на сейсмических разрезах [37] и литосферного килья

го кратона позволили доказать, что еще во время аккреции кратона перидотиты в пределах мантийной термальной границы имели положительную плавучесть. По-видимому, сиалические бло-

ки участвовали в аккреции вместе с глубокими корнями литосферной мантии. Однако, поскольку кратоны изостатически компенсированы и имеют нейтральную плавучесть, эти результаты



показывают, что должны существовать избыточно плотные слои в коре или верхней мантии кратонов, которые компенсировали бы положительную плавучесть деплетированных мантийных перидотитов под картонами [47]. В Якутской провинции таким компенсирующим компонентом, вероятно, была нижняя кора повышенной мощности, о чем упомянуто выше. Однако как геофизические, так и геохимические гипотезы образования кия не предполагают тектонической (кинематической) модели.

**Образование литосферного кия.** Сохранение литосферного кия со времен образования кратона документировано архейскими алмазами, выведенными на поверхность древних картонов фанерозойскими кимберлитами. Очевидно, что литосфера кратонов обладает большой устойчивостью. Теоретически возможны 4 модели формирования их литосферного кия [57]: 1 – быстрый рост за счет поступления вещества из плюма в основание кратона или в процессе утолщения коры при быстрой субдукции; 2 – андерплэйтинг, сопровождаемый охлаждением и примерзанием поступающей снизу магмы; 3 – субдукционная аккреция и 4 – последовательная аккреция блоков, когда каждый из них причленяется вместе со своим литосферным корнем. Однако конкретных моделей для определенных регионов описано совсем немного. Роль плюма рассматривается на примере Южной Африки [33] в предположении, что, возникнув из поднимающегося мантийного вещества, киль позднее сохраняется благодаря обтеканию его поднимающимися расплавами. Достаточно подробно теоретически разработана модель образования литосферного кия в островодужном режиме при аккреции вулканических построек вместе с фрагментами подстилающего мантийного клина [69] (рис. 13).

Прямого процесса образования кратонов в процессе плюмового магматизма неизвестно, и напротив, континент может лишь расколоться в тройной точке, возникающей при подъеме плю-

ма [29]. Островодужный процесс приводит к углублению поверхности Мохо и, возможно, кровли астеносферы, но в совершенно незначительных масштабах по сравнению с обсуждаемыми архейскими объектами. Возможно, пластины архейской океанической литосферы обладали положительной плавучестью и пододвигались под орогены, включавшие островные дуги и океанические плато, образуя мощные коровые корни путем переслаивания деплетированных пластин и недеплетированной астеносферы [48]. В единственной предложенной пока модели образования литосферного кия в супрасубдукционном процессе [69] предполагается деплетирование мантийного кия над зоной субдукции в процессе выплавления островодужных магм и затем – последовательная аккреция возникающих вулканических построек, вместе с подстилающей частью истощенного мантийного клина, к прилегающей континентальной коре. Очевидно, что такая модель соответствует только активной континентальной окраине. Действительно, на активных окраинах погружение кровли астеносферы может достигать глубин в 100 км, как, например, в Чилийских Кордильерах, однако такая мощность кия не соответствует порядку величин древних кратонов. Кроме того, на фанерозойских окраинах нет данных о глубоком истощении мантийного клина, а, скорее, наоборот, из субдуцируемой пластины океанической коры в мантийный клин привносятся некогерентные элементы. Мантийные перидотиты под островными дугами иногда не обнаруживают геохимического деплетирования, как, например, под Японской дугой [23]. В цитированной работе [69] постулируется одноэтапный, хотя и последовательный процесс, тогда как древние кратоны образовались при аккреции микроконтинентов, изначально располагавшихся неопределенно далеко один от другого еще до начала аккреции и образования кратона как единого геологического тела.

**Рис. 12.** Положение древних кратонов и модель литосферного кия

А–Г – литосферный киль древних кратонов и петрологические признаки повышенных скоростей в литосфере ([34] и цитированные источники).

А – распространение древних кратонов, обнаруживающих признаки литосферного кия

1 – мезозойские и кайнозойские орогенные пояса; 2 – палеозойские орогенные пояса; 3 – протерозойские платформы; 4 – протерозойские щиты; 5 – архейские щиты.

Б – скорости сейсмических продольных волн в зависимости от минерального состава неметаморфизованных пород на глубинах, превышающих 5 км (1), и увеличенные скорости после метаморфизма при максимальном формировании граната (2).

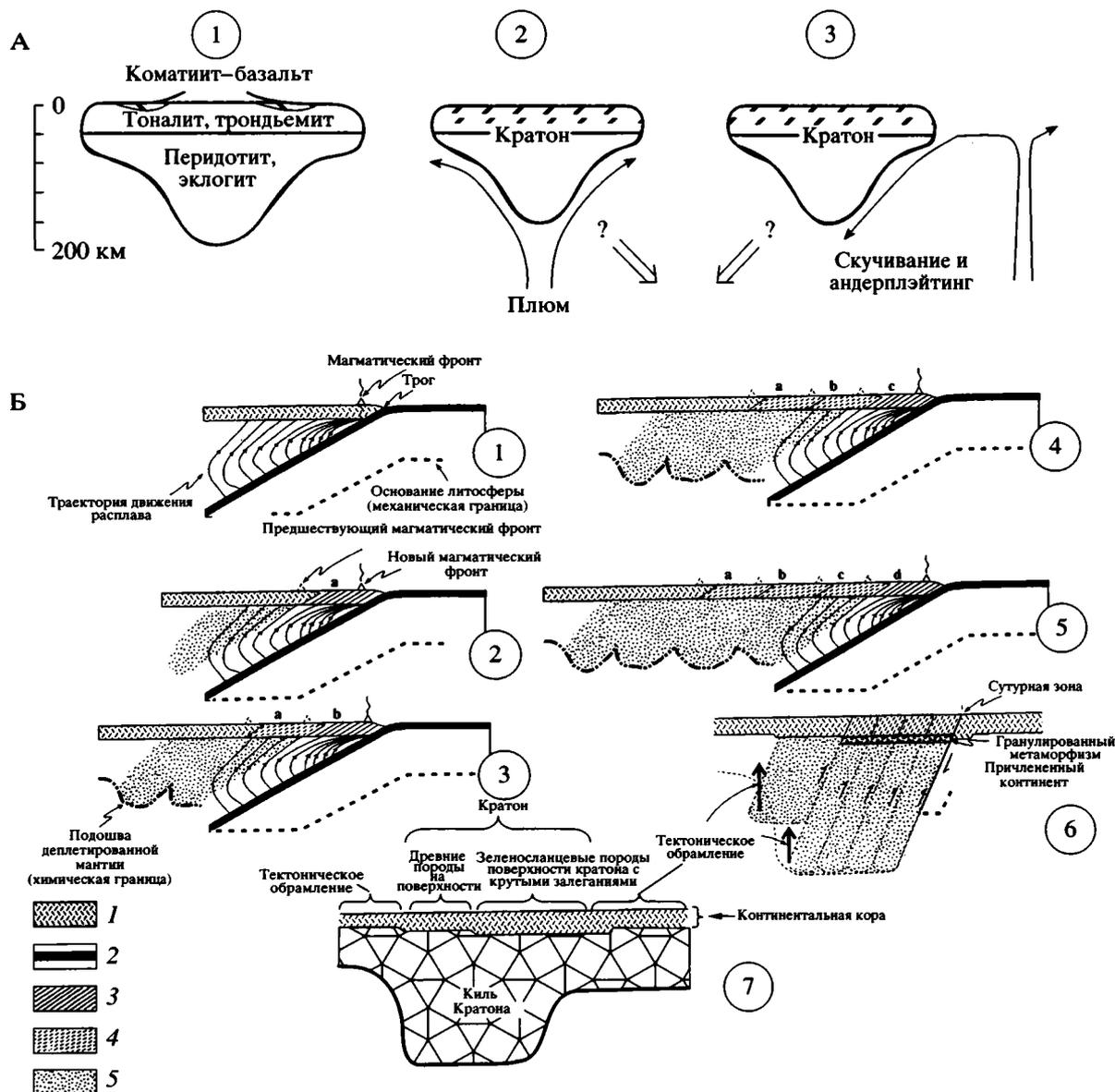
В – оценки вариаций мощности литосферной мантии по соотношению теплогенерации коры и кондуктивного разогрева за счет мантии для кратонов Пилбара и Йилгарн, Западной Австралия (WA), архея Канады (AC) и Алдана (AS), фанерозойской платформы Канады (PC), фронта Гренвилл (G) и Северо-Восточного Австралийского кратона (NA)

1 – архей; 2 – протерозой

Г – модель эволюции литосферы архея и протерозоя

1 – поле стабильности алмаза; 2 – континентальная кора архея (а) и протерозоя (б); 3 – коматииты; 4 – конвектирующая мантия; 5 – плотность пород

Д, Е – сопоставление интенсивностей теплового потока (Д) в областях архейской и протерозойской коры (Е) [53]



**Рис. 13.** Возможные модели образования литосферного кля

А – компоненты первого порядка в составе архейского кратона Каапваль (1), модели формирования литосферного кля на кровле плюма (2) и поверх субдуцируемой океанической литосферы (3) ([33] и цитированные источники)

Б – модель образования архейского кратона и литосферного кля при субдукционном процессе [69] на активной континентальной окраине

1–5 – накопление субдукционно-аккреционных комплексов (a–d), когда трог и магматический фронт смещаются в направлении океана, что приводит к приращению континентальной коры и формированию истощенного мантийного клина на глубину до 150 км.

6 – столкновение с континентом, сжатие и сокращение ширины новообразованной (a–d) континентальной коры на 50% и приблизившегося континента на 30%, эклогитизация глубинных частей комплексов a–d, и, соответственно, их погружение. Залегание пластин становится более крутым, а подстилающие их легкие и жесткие фрагменты деплетированной мантии образуют глубокий киль

7 – кратон и киль сформировались, кровля кратона на дневной поверхности представлена слабометаморфизованными комплексами зеленосланцевой фации и древними метаморфическими породами основания кратона, а возникшая тектоносфера состоит из деплетированной, жесткой литосферной мантии с пониженной плотностью, простирающейся на глубину до 300 км, которая позднее сохранится, если не будет внешнего раскалывающего воздействия со стороны мантийного плюма или отрыва кля

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3, 4 – аккреционные комплексы: 3 – активный, 4 – консолидированный; 5 – деплетированные комплексы мантийного клина

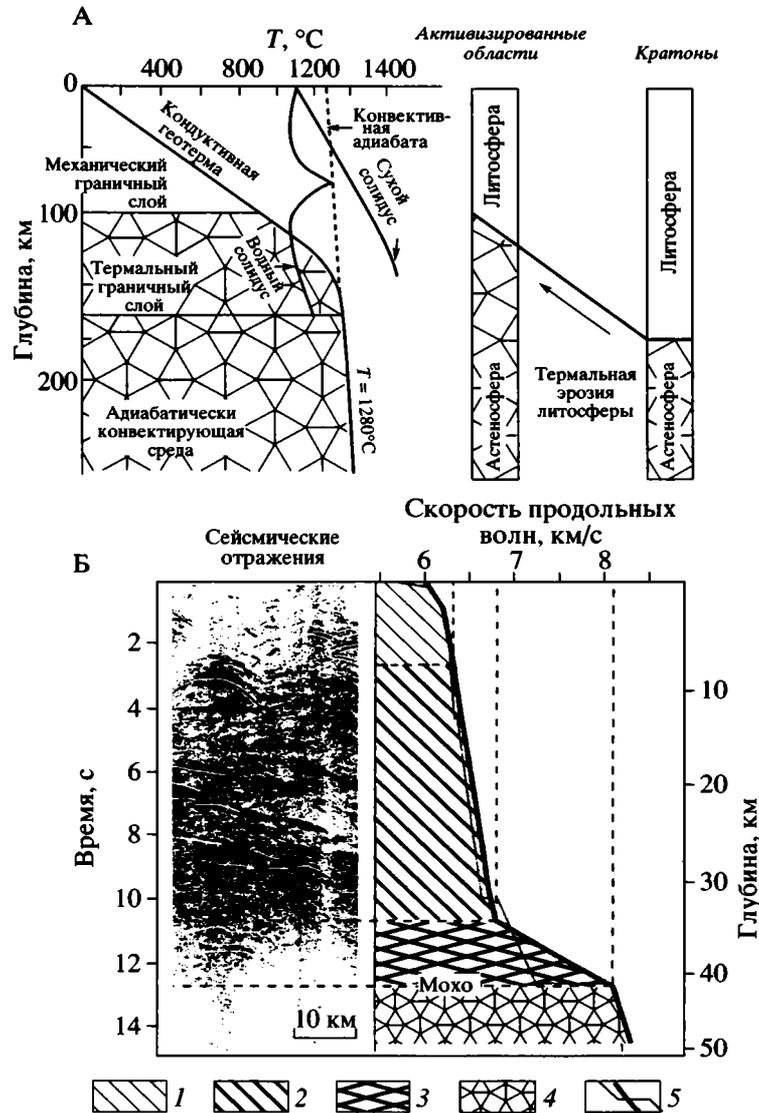


Рис. 14. Изменения в литосфере, которые, вероятно, влияют на сохранность мантийного кия

А – возможная термальная эрозия нижней части мантийного кия в соответствии со стандартными P-T- $X_{H_2O}$  параметрами литосферной мантии [54]

Б – сейсмический разрез зеленокаменного пояса Абитибид в провинции Сьюпериор, неорархей [27], показывающий следствия базальтового андерплэйтинга

1 – слабо расслоенный комплекс гранитоидов плутона Лак-Абитибид; 2 – расслоенная средняя кора, метамагматиты и метаседименты; 3 – слабо расслоенная нижняя кора с повышенными скоростями, 6,8–8,2 км/с, возникшая при андерплэйтинге и сложенная гранатовыми метапироксенитами, в которых ксенокристы циркона датированы в центре 2,79 млрд. лет (возраст вмещающих пород коры) и 2,42 млрд. лет (образования циркона во время захвата магмой при андерплэйтинге); 4 – мантия; 5 – интерпретация сейсмического разреза по разным авторам

**Устойчивость системы кратон–киль** выявляется из рассмотрения термальной структуры верхней мантии. Предполагается, что причиной срезания кия в активизированных районах может быть термальная эрозия литосферы на глубинах 100–200 км (рис. 14) [54]. Так как, по-видимому, произошло в северо-восточном Китае, где палеозойские кимберлиты выносили ксенолиты истощенной мантии, а кайнозойские базальты –

неистощенной, а по сейсмической томографии выделяются соседние регионы с высокоскоростной мантией до глубин 250 км и другие регионы, где такие свойства простираются только до глубин 90 км, что объясняется апвеллингом, термальной эрозией и замещением литосферного кия [76]. Предполагается также термохимическая эрозия с выплавлением пироксенитов и базальтов [51].

Однако существование кия под кратонами в течение миллиардов лет позволяет утверждать, что такой островодужный механизм реализуется редко. Другой причиной возможной перестройки кия можно считать базальтовый андерплэйтинг, при котором активизированная горячая мантия вступает в непосредственный контакт с нижней корой. Однако в провинции Сьюпериор, Канада, андерплэйтинг не привел к исчезновению мантийного кия, мощность которого там превышает 300 км.

**Проблема соотношений в системе литосферный киль—коллизийная структура северо-востока Сибирского кратона.** В современных контурах Якутской кимберлитовой провинции в раннюю эпоху, 3.4–3.1 млрд. лет назад, вследствие выплавления вулканитов древних террейнов, подстилающая мантия была, по-видимому, истощена железом, что привело к обогащению магнием, к снижению плотности литосферы и возникновению положительной плавучести, предохранившей литосферную мантию от субдукционного погружения. В современной структуре это проявлено в существовании алмазоносного мантийного кия (корня). Однако механизм возникновения и сохранения кия недостаточно ясен, а его существование в архее противоречит мобильности коровых террейнов в палеопротерозое на кровле этого кия. Если террейны были разобщены в пространстве до начала палеопротерозойской коллизии, то как и когда возник наблюдаемый единый мантийный киль на северо-востоке Сибирского кратона? Возможно, террейны передвигались и сталкивались вместе с своими подстилающими участками мантии. При распаде древнего кратона даже небольшие фрагменты, по-видимому, мигрировали вместе с подстилающей континентальной литосферой, как это произошло с Сейшельскими островами, являющимися остатком Индийского кратона после его отделения от Мадагаскара и, по данным сейсмической томографии, имеющими мощную литосферу [22]. В мантийных породах кия Каапаальского кратона отмечаются интенсивные деформации (милонитизация) [36, 43]. Исследования сейсмических аномалий и несогласий методом отраженных волн в кратонах Канады показали, что ранние континентальные блоки росли при пододвигании и скупивании вещества относительно тонкой литосферы (80–100 км). На границах архейские блоки образовывали клин вместе с прилегающей мантией, который внедрялся в ювенильные протерозойские блоки до глубин 100–200 км, а зоны протерозойской субдукции прослеживаются под картонами до глубин 150–300 км [70].

Однако коллизийная модель демонстрирует отрыв и отодвигание коры надвинутой пластины от подстилающей мантии (обзор в [16]), а вещество нижней коры пододвинутой пластины может

погружаться в мантию вместе с субдуцируемой пластиной и скапливается в основании мантийной ячейки. Здесь как будто нет места для возникновения мантийного кия.

Таким образом, кажется, что либо концепция коллизийных орогенов еще недостаточно разработана, либо она не применима к Якутской кимберлитовой провинции.

Изложенные данные и их интерпретация как будто свидетельствуют о том, что каждый из микроконтинентов, сформировавших Пангею-0 (2.8–2.6 млрд. лет), как и микроконтиненты, образовавшиеся при ее распаде, а позднее объединившиеся в Пангею-1 (1.9–1.8 млрд. лет), включая Сибирский кратон, нес с собой свой фрагмент континентальной литосферы глубиной не менее 150 км. Такое заключение не очевидно и требует дальнейших исследований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В истории тектонического развития северо-востока Сибирского кратона выделяется мезоархейский этап возникновения сиалических континентальных масс, которые, вероятно, аккрецировались 2.8–2.6 млрд. лет назад в суперконтинент Пангея-0. Он распался на микроконтиненты, которые позднее, в результате аккреции 1.9–1.8 млрд. лет назад, вошли в состав суперконтинента Пангея-1 в виде современного Сибирского кратона. Об этом свидетельствуют изотопные данные датирования процессов образования основания древних террейнов, их термального преобразования и выплавления коллизийных гранитоидов. Интерпретация сейсмических профилей показывает, что в коре возникшей палеопротерозойской складчатой области наблюдаются реликтовые признаки, присущие коллизийным системам. К таким признакам относятся: утолщенная до 58 км кора, фрагментарный нижний слой повышенных скоростей (предположительно породы базальтового андерплэйтинга), а также выдвинутые вверх, к подошве нижней коры, высокоскоростные блоки верхней мантии. Все коровые структуры подстилаются утолщенной, до 260–300 км, алмазоносной литосферной мантией с повышенными сейсмическими скоростями, которая утоняется к окраинам региона до  $\leq 200$  км, и такое локальное утолщение может быть идентифицировано как литосферный киль (корень). Пространственная связь этого мантийного кия и коровой коллизийной системы палеопротерозоя геометрически очевидна, однако соотношение соответствующих процессов неясно. Наиболее просто предположить, что киль образовался в результате аккреции фрагментов литосферной мантии вместе с прикрепленными к ним сверху коровыми террейнами. Такое предположение противоречит сложившимся представлениям об исключительно коровом проявлении

нии континентальной коллизии и должно служить предметом дальнейших исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 03-05-64736.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
2. *Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С. и др.* Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и последовательность формирования континентальной коры // Геотектоника. 1978. № 1. С. 43–58.
3. *Злобин В.Л., Журавлев Д.З., Розен О.М.* Sm-Nd модельный возраст метакarbonатно-гнейсовой формации Анабарского гранулитового комплекса западной части Анабарского щита, полярная Сибирь // Докл. АН. 1999. Т. 368. № 1. С. 95–98.
4. *Кабан М.К.* Структура верхней мантии континентов по сейсмическим и гравитационным данным // Проблемы глобальной геодинамики / Ред. Д.В. Рунквист. М.: ОГГГН РАН, 2003. Вып. 2. С. 137–157.
5. Карта метаморфических и гранитных формаций СССР. 1 : 10000000 / Ред. Хорева Б.Я. Л.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 1987.
6. *Манаков А.В.* Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. Воронеж: Изд-во гос. университета, 1999. 58 с.
7. *Манаков А.В., Романов Н.Н., Полторацкая О.Л.* Кимберлитовые поля Якутии. Воронеж: Изд-во гос. университета, 2000. 82 с.
8. *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др.* Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 9. № 2. С. 139–164.
9. *Парфенюк О.И.* Эволюция континентальной литосферы в зонах коллизии докембрия (по результатам численного моделирования): Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ, 2004. 42 с.
10. *Пуцаровский Ю.М.* Некоторые современные проблемы тектоники Земли // Геотектоника. 2004. № 5. С. 3–9.
11. *Розен О.М.* Метаморфические следствия тектонических движений на уровне нижней коры: протерозойские коллизионные зоны и террейны Анабарского щита // Геотектоника. 1995. № 2. С. 3–14.
12. *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.
13. *Розен О.М.* Ранний докембрий Восточно-Сибирской платформы // Mineralogical Journal (Ukraine). 2004. Т. 26. № 3. С. 75–87.
14. *Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др.* Изотопно-геохимические характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–180.
15. *Розен О.М., Серенко В.П., Спеццус З.В. и др.* Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры (по данным изучения керн скважин и включений в кимберлитах) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 3–26.
16. *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионное гранитообразование и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 186 с.
17. *Суворов В.Д.* Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
18. *Суворов В.Д., Мельник Е.А., Манаков А.В.* Структура земной коры Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского кимберлитовых районов по данным сейсмического и гравитационного моделирования. Материалы конференции. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 343–346.
19. *Трубицын В.П.* Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 3–41.
20. *Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д.* Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 286 с.
21. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001, 604 с.
22. *Abbott D., Sparks D., Herzberg C. et al.* Quantifying Precambrian crustal extraction: the root is the answer // Tectonophysics. 2000. Vol. 322. P. 163–190.
23. *Abe N., Arai S., Yurimoto H.* Lithological mapping of the sub-arc uppermost mantle: implications from petrology and mineral chemistry of the peridotite xenoliths // 32-nd Int. Geol. Congr.: Abstr. Nice, Italy: CD, 2004. P. 82–23.
24. *Ashchepkov I., Logvinova A., Rotman A. et al.* Mantle structure and sequences beneath Mirninky kimberlite region // 32-nd Inter. Geol. Congr.: Abstr. Florence, Italy: CD, 2004. P. 86–20.
25. *Babuška V., Plomerova J.* Continental mantle lithosphere: mosaic of microplates constrained by consistent seismic anisotropy // 32-nd Inter. Geol. Congr.: Abstr. Florence, Italy: CD, 2004. P. 163–6.
26. *Bohlen S.R., Mezger K.* Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust // Science. 1989. Vol. 244. P. 326–329.
27. *Calvert A.J., Ludden J.N.* Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada // Tectonics. 1999. Vol. 18. № 3. P. 412–429.
28. *Christensen N.I.* Poisson's ratio and crustal seismology // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. № b2. P. 3139–3156.
29. *Condie K.C.* Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge: University Press, 2001. 306 p.
30. *Condie K.C.* Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 163. P. 97–108.
31. *Corrigan D., Hanmer S.* Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: a product of convective thinning of the lithosphere? // Geology. 1997. Vol. 25. № 1. P. 61–64.
32. *de Hoog J., Schulze D., Viljoen F.* Metasomatic imprint on the subcontinental lithosphere: evidence from eclog-

- ite and lherzolite xenoliths from the Kaalvallei kimberlite (South Africa) // 32-nd Inter. Geol. Congr.: Abstr. Florence, Italy: CD, 2004. P. 255–16.
33. *de Wit M.J.* On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? // *Precambrian Research*. 1998. Vol. 91. P. 181–226.
  34. *Durrheim R.J., Mooney W.D.* Evolution of the Precambrian Lithosphere: seismological and geochemical constraints // *Journal of geophysical research*. 1994. Vol. 99. № B8. P. 15359–15374.
  35. *England P.C., Thompson B.* Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. Pt. 4. P. 894–955.
  36. *Gerya T.V., Barton J.M.Jr.* Ultrahigh-temperature mantle mylonites: a temporal link of mantle deformation and kimberlite magma extraction // *Geophysical Research Abstracts*. 2003. Vol. 5. P. 12563.
  37. *Grand S.P.* Tomographic inversion for the shear velocity beneath the North American plate // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 14065–14090.
  38. *Griffin W.L., Fisher N.I., Friedman J.H., Ryan C.G.* Cr-pyroxene garnets in the lithospheric mantle. 2. Compositional populations and their distribution in time and space // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2002. Vol. 3. № 12. 1073, doi:10.1029/2002GC000298.
  39. *Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al.* The Siberian lithosphere traverse, mantle terranes and the assembly of the Siberian craton // *Tectonophysics*. 1999. Vol. 310. P. 1–35.
  40. *Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* In situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2002. Vol. 3. № 11. P. 1069. doi:10.1029/2001GC000287.
  41. *Gung Y., Panning M., Romanowicz B.* Global anisotropy and the thickness of continents // *Nature*. 2003. Vol. 422. P. 707–710.
  42. *Heaman L.M., Kjarsgaard B.A.* Timing of eastern North American kimberlite magmatism: continental extension of the Great Meteor hotspot track? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. Vol. 178. P. 253–268.
  43. *Holtzman B.K., Kohlstedt D.L., Zimmerman M.E. et al.* Deformation-driven melt segregation and organization in the mantle // *Geophysical Research Abstracts*. 2003. Vol. 5. P. 11249.
  44. *Jacob D.E., Foley S.F.* Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos*. 1999. Vol. 48. P. 317–336.
  45. *James D.E., Fouch M.J., Van Decar J.C., van der Lee S.* Tectospheric structure beneath southern Africa // *Geoph. Res. Lett.* 2001. Vol. 28. № 13. P. 2485–2488.
  46. *Jordan T.H.* The continental tectosphere // *Geophys. Space Phys.* 1975. Vol. 133. P. 1–12.
  47. *Kelly R.K., Kelemen P.B., Jull M.* Buoyancy of the continental upper mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. Vol. 4. № 2. 1073, 1017, doi:10.1029/2002GC000399.
  48. *Kusky T.M., Polat A.* Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons // *Tectonophysics*. 1999. Vol. 305. P. 43–73.
  49. *Lister G., Forster M.* The nature of orogenesis // 32-nd Inter. Geol. Congr.: Abstr. Florence, Italy: CD, 2004. P. 49-1.
  50. *Meissner R.* The continental crust: a geophysical approach. New York: Academic Press, 1986. 450 p.
  51. *Müntener O., Piccardo G.B., Pettke T. et al.* Thermochemical erosion of mantle lithosphere by melt/rock reaction (Lanzo peridotite, NW-Italy) // 32-nd Inter. Geol. Congr.: Abstr. Florence, Italy: CD, 2004. P. 255–11.
  52. *Nironen M., Elliott B.A., Rämö O.T.* 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland granitoid complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence // *Lithos*. 2000. Vol. 53. P. 37–58.
  53. *Nyblade A.A.* Heat flow and the structure of Precambrian lithosphere // *Lithos*. 1999. Vol. 48. P. 81–91.
  54. *O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* 4-D Lithosphere Mapping: methodology and examples // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 262. P. 3–18.
  55. *Parfenuk O.I., Mareschal J.-C.* Thermo-mechanical model of evolution of layered lithosphere in continental collision zones // XXII EGA general Assmbley. *Annales Gaeophysicae*. 1997. Vol. 15. P. 19.
  56. *Pearson D.G.* The age of continental roots // *Lithos*. 1999. Vol. 48. P. 171–194.
  57. *Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P. et al.* Re-Os isotope measurements of single inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1999. Vol. 63. № 5. P. 703–711.
  58. *Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B. et al.* Archean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archean tectonics // *Nature*. 1995. Vol. 374. № 6524. P. 711–713.
  59. *Pearson N., Griffin W.L., O'Reilly S., Delpech G.* The isotopic composition of magnesium in mantle olivine: records of depletion and metasomatism // 32-nd Inter. Geol. Congr.: Abstr. Florence, Italy: CD, 2004. P. 255-1.
  60. *Percival J.* Architecture and evolution of Precambrian orogenic crust // 32-nd Inter. Geol. Congr.: Abstr. Florence, Italy: CD, 2004. P. 284–19.
  61. *Plomerova J., Kouba D., Babuška V.* Mapping the lithosphere–asthenosphere boundary through changes in surface-wave anisotropy // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 358. P. 175–185.
  62. *Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N.* Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // *Proceedings of the 7-th Kimberlite conf.* Cape Town. 1999. Vol. 2. P. 689–698.
  63. *Poudjom Djomani P.Y.H., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. et al.* Upper mantle structure beneath eastern Siberia: evidence from gravity modeling and mantle petrology // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. Vol. 4. № 7. 1066, doi:10.1029/2002GC000420.
  64. *Richardson S.H., Harris J.W.* Antiquity of peridotitic diamonds from the Siberian craton // *Earth Planet Sci. Lett.* 1997. Vol. 151. P. 271–277.
  65. *Rosen O.M.* Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic Supercontinent // *Russian Journal of Earth sci-*

- ences. 2002. Vol. 4. № 2. P. 103–119. <http://rjes.wdcb.ru/cont0402.htm>.
66. *Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton, a preliminary assessment // *Archean crustal evolution* / Ed. K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
  67. *Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J.* Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // *Chemical Geology*. 1998. Vol. 145. P. 395–411.
  68. *Searle M.P., Windley B.F., Coward M.P. et al.* The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1987. Vol. 98. P. 678–701.
  69. *Sengör A.M.C.* Continental interiors and cratons: any relation? // *Tectonophysics*. 1999. Vol. 305. P. 1–42.
  70. *Snyder D.B.* Seismic evidence for the lateral and vertical growth of cratons // 32-nd Inter. Geol. Congr.: Abstr. Florence, Italy: CD, 2004. P. 194–5.
  71. *Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.F., Sobolev N.V.* Diamondiferous eclogites from the Udachnaya pipe, Yakutia // *Intern. Geol. Rev.* 1994. Vol. 36. P. 42–64.
  72. *Stankiewicz J., Chevrot S., van der Hilst R.D., de Wit M.J.* Crustal thickness, discontinuity depth, and upper mantle structure beneath southern Africa: constraints from body wave conversions // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2002. Vol. 130. P. 235–251.
  73. *Suvorov V.D., Melnik E.A., Thybo H., Perchuk E.* Exceptional high seismic P-wave velocity of the uppermost mantle around the Mirnyi kimberlite in Siberia // *Amer. Geoph. Union: Abstr.* San Francisco, California, 2003. S31E–0796.
  74. *Taylor L.A., Snyder G.A., Crozaz G. et al.* Eclogitic inclusions in diamonds: evidence of complex mantle processes over time // *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. Vol. 142. № 3–4. P. 535–551.
  75. *Torsvik T., Burke K.* Deep structures and supercontinents // 32-nd Inter. Geol. Congr.: Abstr. Florence, Italy: CD, 2004. P. 120–9.
  76. *Xu Y.-G.* Thermo-tectonic destruction of the Archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean craton in China: evidence, timing and mechanism // *Phys. Chem. Earth (A)*. 2001. Vol. 26. № 9–10. P. 747–757.
  77. *Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis // *Amer. Geoph. Union. Geodynamics series* / B.M. Page, ed. Washington D.C., 1989. Vol. 21. 242 p.

*Рецензенты: А.А. Шипанский,  
М.З. Глуховский*

## The Collisional System in the Northwestern Siberian Craton and a Problem of Diamond-Bearing Lithospheric Keel

O. M. Rosen<sup>1</sup>, A. V. Manakov<sup>2</sup>, V. D. Suvorov<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia  
e-mail: rosen@gin-ras.ru*

<sup>2</sup>*Yakutian Research and Geological Exploration Enterprise TsNIGRI AK ALROSA,  
Chernyshevskoe sh. 7, Mirnyi, 678174 Sakha, Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Geology, United Institute of Geology, Geophysics, and Mineralogy, Siberian Division,  
Russian Academy of Sciences, pr. Akademika Koptyuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

**Abstract**—The diamond-bearing kimberlite diatremes in the northeastern Siberian Craton allow the tectonic models of the formation of Earth's crust to be compared with the specific features of the underlying upper mantle. The Mesoproterozoic (3.2–2.8 Ga) stage in the evolution of the craton was characterized by the creation of sialic continental masses that amalgamated into the Pangea-0 supercontinent 2.8–2.6 Ga ago. Pangea-0 subsequently broke up into new microcontinents that amalgamated again 1.9–1.8 Ga ago into the Siberian Craton in its present-day configuration as a part of the Pangea-1 supercontinent. This sequence of events is supported by the isotopic ages of ancient terranes, their subsequent thermal transformation, and the generation of collision-related granitoids. Interpretation of seismic profiles indicates that the attributes inherent to the Phanerozoic collision prisms have been retained in the crust of the Paleoproterozoic fold system. These attributes include the Earth's crust as thick as 58 km, fragments of the lower, high-velocity layer (presumably, underplating basaltic rocks), and deep-seated blocks of high-velocity upper mantle raised to the level of the lower crust. These crustal units are underlain by the high-velocity diamond-bearing lithospheric mantle that has thickened to 260–300 km. The thickness of this mantle layer decreases to approximately 200 km toward the margins of the region, and a local swell has been identified as a lithospheric keel (root). The spatial relationships between the crustal and mantle structures are evident. It would be the simplest to suggest that this keel was formed as a result of accretion of the lithospheric mantle fragments together with the crustal terranes attached to their roofs. Such a suggestion comes into conflict with the commonly accepted views on the exclusively crustal nature of the continental collision and may become a subject of further investigations.

УДК 551.242.22:552.4(571.651)

## СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПАЛАНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА)

© 2005 г. Д. В. Коваленко<sup>1</sup>, Г. В. Леднева<sup>2</sup>, В. С. Вишневецкая<sup>2</sup>,  
Т. Б. Баянова<sup>3</sup>, Е. Е. Чернов<sup>1</sup>, Д. А. Лопатина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, 119017, Старомонетный пер., 35

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, 119017, Пыжевский пер., 7

<sup>3</sup>Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14  
Поступила в редакцию 26.01.2004 г.

В статье приведены новые данные о геологической структуре, возрасте и вещественном составе толщ Западной Камчатки (Паланский район). Установлено, что в геологической структуре Паланского района участвуют верхнемеловые (редко нижнемеловые) комплексы пород, сформированные в условиях островной дуги и окраинного моря. Исследованные вулканические породы шошонитовой и известково-щелочной островодужных серий накапливались в пределах единой островной дуги (Паланской) на разных глубинах и, вероятно, в латерально разобщенных районах этой дуги. Они формировались в нескольких метасоматически переработанных деплетированных мантийных источниках, по-видимому, при частичном плавлении шпинелевых перидотитов, характеризующих состав верхней мантии этого района. Состав эффузивов не противоречит механизму фракционной кристаллизации или анатектического плавления базитовых магм. Тектонические подвижки в системе островная дуга–окраинное море, по-видимому, начались в среднем мелу. Но главные деформации пород и формирование покровно-складчатой структуры района произошли на границе мела и кайнозоя и связаны с закрытием окраинноморского бассейна. Покровно-складчатые структуры Паланского района характеризуются западной вергентностью с левосторонней сдвиговой компонентой. В кайнозое на территории района фиксируются еще несколько этапов деформаций, отражающих аккреционные процессы в более восточных районах Камчатки.

### ВВЕДЕНИЕ

В отличие от Срединной и Восточной Камчатки, по которым в последние десятилетия опубликовано огромное количество работ [1, 4, 11, 26 и др.], районы Западной Камчатки не являлись объектами такого пристального внимания. В основном информация о геологическом строении этих районов черпалась из отчетов геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 200000 [10] и из результатов стратиграфических исследований кайнозойских толщ, проведенных Ю.Б. Гладенковым, А.Е. Шанцером, А.И. Челебаевой и др. [9, 18, 29]. Из-за неопределенности в понимании геологического строения этих районов большинство моделей тектонического развития Камчатки строились только на основе геологических материалов по Центральной и Восточной Камчатке и южной части Корякии, например, [1]. В этой связи в 1998 г. сотрудники Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН начали целенаправленное изучение этих районов и, в первую очередь, выступов докайнозойских пород, фрагментарно обнажающихся из-под третичного чехла. Главной тематикой исследований являлось

“Изучение эволюции конвергентных границ литосферных плит”. Предварительные результаты для ряда районов Западной Камчатки были опубликованы в [3, 15, 16, 20, 24]. В первую очередь, это данные о вещественном составе геологических комплексов Западной Камчатки. Были выделены терригенные флишоидные толщи мелового возраста (хребет Омгон, бассейн р. Рассошина [3, 13, 24]), юрско-меловые комплексы пород окраинного моря (хребет Омгон [3]), верхнемеловые островодужные толщ (хребты Медвежий, Пенсантайн, бассейн р.Хайрюзова) [4, 13]. Вопрос же о структурном взаимоотношении этих комплексов и их внутренней структуре до сих пор остается не решенным из-за слабой обнаженности мезозойских толщ. В этой связи очень важное значение приобретает исследование геологического строения Паланского района Западной Камчатки, где меловые толщ обнажаются на большой площади и могут быть детально исследованы как в вещественном, так и в структурном отношении. Нами получены новые данные о геологической структуре и возрасте геологических толщ шести участков Паланского района, новые детальные петролого-геохимические данные, характери-

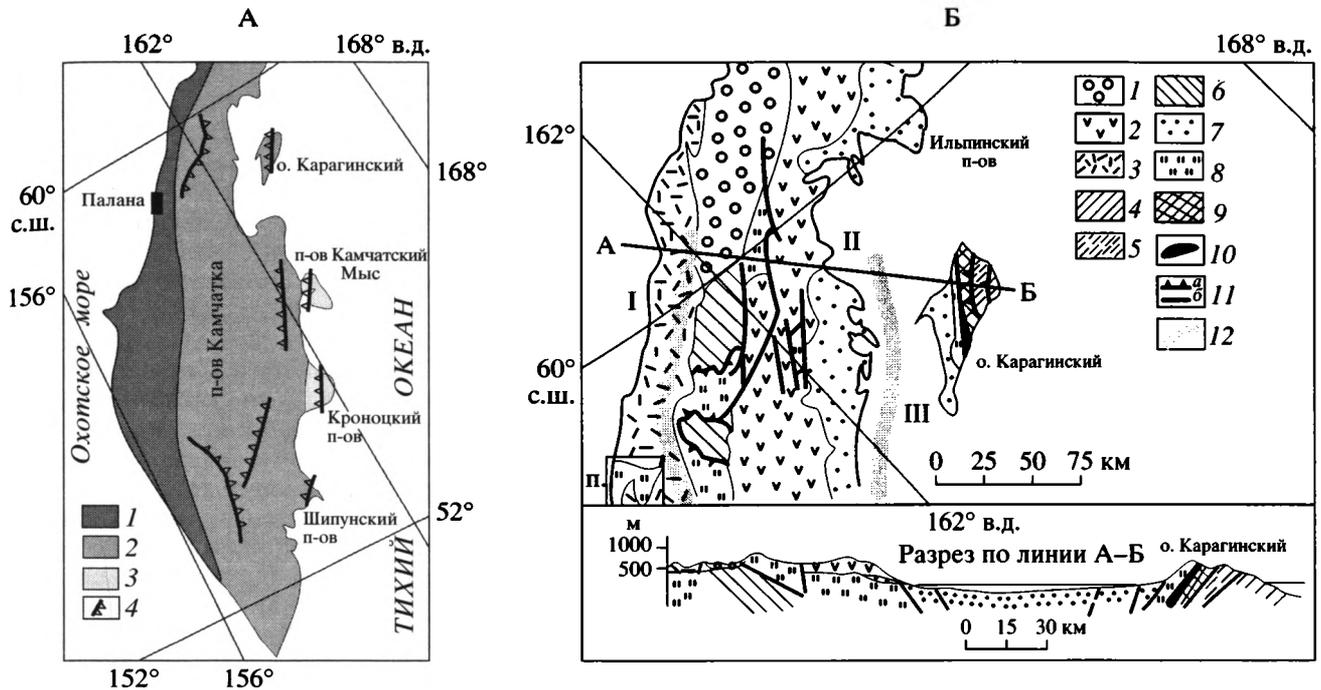


Рис. 1. А – районы Камчатки с различным возрастом покровно-складчатых деформаций

1–3 – районы, в которых покровно-складчатые деформации произошли в позднем мелу (1), раннем эоцене (2) и миоцене (3); 4 – надвиги.

Б – геологическая схема северной части Камчатки [4]

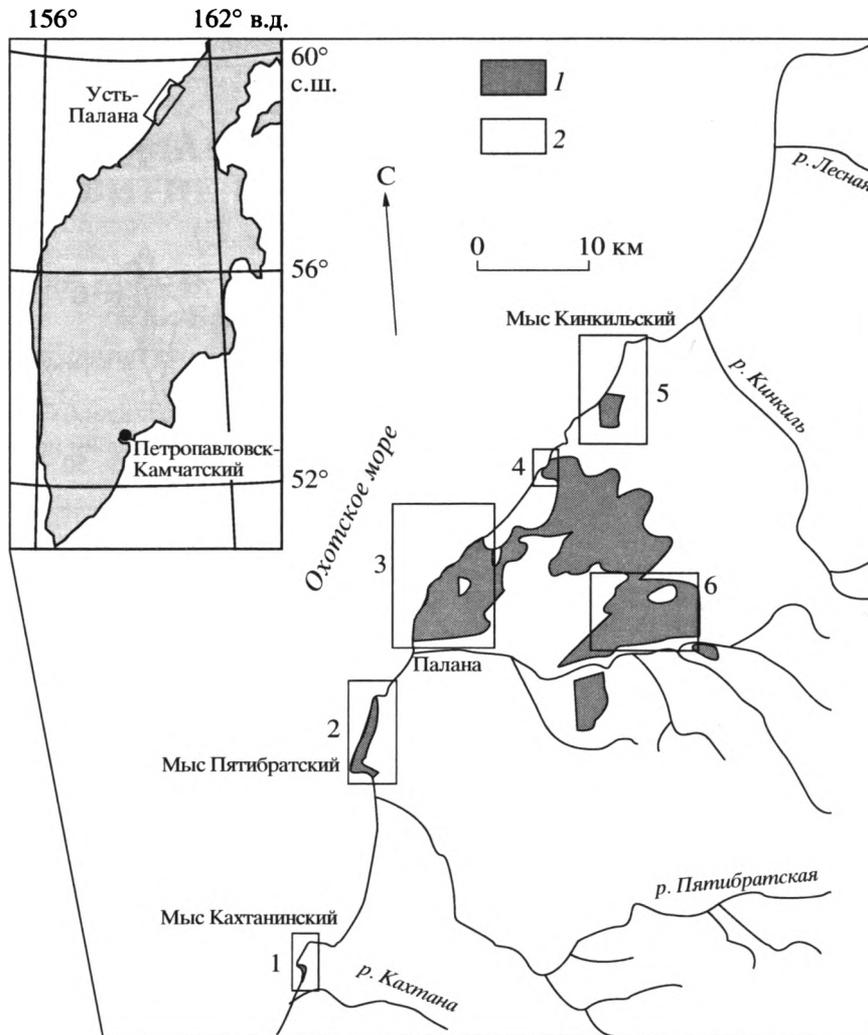
1 – рыхлые неоген-четвертичные отложения; 2, 3 – вулканические пояса: Апулско-Вывенский ( $N_2-Q$ ) (2), Западно-Камчатско-Корякский (Р) (3); 4–6 – структурно-вещественные комплексы: 4 – комплекс осадочного меланжа ( $K_2-P_3$ ); 5 – флишоидный ( $P_1-P_3$ ), 6 – флишевые толщи лесновской серии ( $K_2-P_1$ ); 7–10 – островодужные комплексы: 7 – вулканогенно-терригенный ( $K_2-P_3$ ), 8–10 – кремнисто-вулканогенный ( $K_{2st-km}$ ), 9 – вулканогенно-обломочный ( $K_{2m-d}$ ), 10 – офиолитовый ( $K_2$ ); 11 – надвиги (а) и субвертикальные разломы (б); 12 – границы тектонических зон: I – Западно-Камчатской, II – Центрально-Камчатской, III – Восточно-Камчатской. В рамке – район работ

зующие магматизм этого района, в том числе для него впервые использовались изотопные (Sm-Nd) определения. На основе новых и литературных материалов были сделаны важные выводы о тектоническом развитии и магматизме крупного островодужного сегмента (Паланского [4, 13]), фрагменты которого обнажаются во многих районах Западной Камчатки. Результаты этих исследований и основанные на них тектонические реконструкции предлагаются ниже.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТОЛЩ ПАЛАНСКОГО РАЙОНА

Геологические комплексы Камчатки являются наиболее молодыми элементами аккреционной системы северо-востока России. Они образуют покровно-складчатую структуру, возраст деформаций в которой закономерно омолаживается от континента к океану (рис. 1, А). Разновозрастные этапы деформаций толщ Камчатки связываются с последовательным приращением к окраине Азии экзотических блоков пород, наиболее круп-

ные из которых являются фрагментами островных дуг [1, 4, 13 и др.]. Геологические толщи Паланского района участвуют в структуре северной части Западно-Камчатской тектонической зоны [4, 13], занимающей наиболее внутреннее, удаленное от океана положение в структуре Камчатки. Как уже было сказано выше, она наименее изучена. К востоку от нее располагаются верхнемеловые и нижнепалеоценовые флишевые и кремнисто-вулканогенные толщи Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон (раннеэоценовое время деформаций пород), формирование которых связывается с коллизией Восточно-Камчатского островодужного сегмента [13], или Озерновско-Валагинской островной дуги, по [1]. Еще восточнее выделяется зона Восточных полуостровов с миоценовым возрастом деформаций толщ (см. рис. 1, Б), произошедших при приращении к краю Евразии Кроноцкой островной дуги [1]. В данной работе исследуется тектоническая эволюция и магматизм Паланского островодужного сегмента, при коллизии которого сформировались структуры Западно-Камчатской зоны.



**Рис. 2.** Районы, где проводились геологические исследования  
1 – меловые и 2 – кайнозойские толщи. Цифрами на схеме указаны районы работ

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАЛАНСКОГО РАЙОНА

Исследования геологического строения Паланского района Западной Камчатки проводились на шести участках, в большинстве из которых обнажаются как меловые, так и кайнозойские толщи (рис. 2).

В районе **мыса Кахтанинского** (рис. 3, А, см. 1 на рис. 2) выделяются меловой? *кремнисто-вулканогенный комплекс*, палеогеновые *кахтанинский вулканогенный комплекс* и *снатольский осадочный комплекс* и, по-видимому, неогеновые *песчанисто-конгломератовые толщи*.

*Кремнисто-вулканогенный комплекс* обнажается на небольшой части побережья и занимает нижнее структурное положение. В его строении участвуют пачки переслаивающихся зеленых и черных кремней, кремнистых аргиллитов, зеле-

ных туфогенных песчаников, иногда включающие слои слабо сортированных туфов. Толщи в разной степени насыщены дайками, силлами и штоками пироксен-плагиоклазовых базальтов и иногда плагиоклаз-двупироксеновых липарит-порфиров с вкрапленниками основного плагиоклаза и основной массой – кислого состава. Состав обломочных пород в основном средний и кислый. Структура комплекса изоклиально-складчатая, осложненная послойными срывами и надвигами. Степень деформаций пород в пределах комплекса неравномерна. В северной части кремнистые пачки перемяты в изоклиальные, иногда сундучные складки. Осевые плоскости и шарниры складок распределены хаотически. Южнее по берегу кремни деформированы в мелкие изоклиальные складки и разбиты срывами с отчетливой западной вергентностью. Шарниры складок характеризуются крутыми северными и северо-восточными

падениями, по-видимому, связанными с левосдвиговыми смещениями в процессе складчатости. Тела магматических пород также деформированы в складки. В наиболее южных обнажениях комплекса закартированы преимущественно вулканогенные породы – силлы и дайки пироксен-плагиоклазовых базальтов с редкими маломощными пачками кремней. Они по надвику запад-юго-западной вергентности граничат с описанными выше преимущественно кремнистыми пачками. В пределах комплекса фиксируются небольшие трещины отрыва, заполненные обломками уже деформированных в изоклиналильные складки кремней. Возможно, их происхождение связано со сдвиговыми перемещениями при формировании покровно-складчатой структуры района. В кремнистых толщах, занимающих нижнее структурное положение, трещины отрыва с заполняющими их обломками пород деформированы в складки ориентировочно западной вергентности, в пределах верхней (существенно вулканогенной) надвиговой пластины они практически не деформированы.

На севере толщи кремнисто-вулканогенного комплекса с размывом и угловым несогласием перекрываются палеоценовыми толщами *кахтанинского вулканогенного комплекса* (элементы залегания кахтанинских лав в этом месте аз. пд.  $120^\circ \angle 40^\circ$ ). Соответственно, первичная ориентация элементов поздне меловой структуры, вероятно, была искажена последующими деформациями (рис. 4).

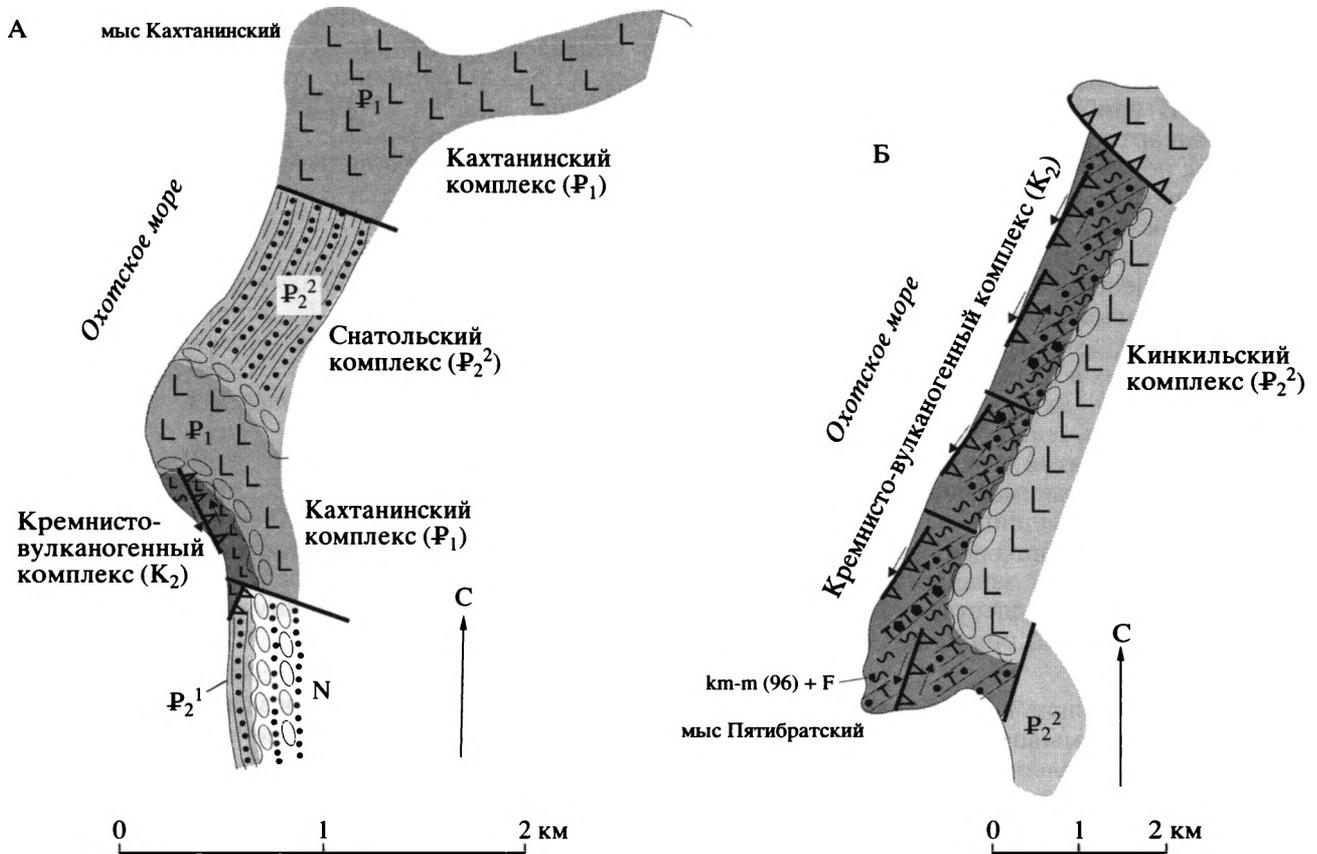
Вулканисты кахтанинского комплекса ( $P_1$ ) сложены наземными потоками дацитов и андезибазальтов. К/Аг датировка из этих пород соответствует  $49 \pm 1.9$  млн. лет [9, 18]. Кахтанинские лавы, в свою очередь, с несогласием [9, 18] перекрываются морскими осадками среднеэоценового *снатольского комплекса*. Кайнозойские толщи деформированы в простые открытые складки.

На юге породы мелового кремнисто-вулканогенного комплекса граничат по надвику (падение  $120^\circ \angle 43^\circ$ ) с деформированной в изоклиналильные складки толщей кайнозойских песчаников, богатых органическим материалом. В спорово-пыльцевом комплексе из четырех образцов этих отложений нами выявлена преобладающая пыльца покрытосеменных (40.3–61.4%) (здесь и далее в скобках приведено содержание таксонов в %), менее распространены споры (23.1–39) и пыльца (13.5–21.7) голосеменных. Среди спор доминируют *Polypodiaceae gen. indet.* (*Squinabol*) (19.1–34); более редки (0.5–2.5) *Osmunda sp.*, *Lycopodium sp.*, *Cyathea sp.*, *Lygodium sp.*, *Botrychium sp.* В группе голосеменных приблизительно одинаковое содержание (5–7) пыльцы сем. *Pinaceae* (*Cedrus sp.*, *Pinus sp.*, *Picea sp.*) и *Taxodiaceae* (*Taxodium sp.*, *Sequoia sp.*) при постоянном участии *Podocarpus sp.*, *Gink-*

*go sp.*, *Thuja sp.* В составе покрытосеменных преобладает сем. *Betulaceae*: *Alnus sp.* (6–15.2), *Betula sp.* (1.5–3.5), единично отмечены *Carpinus sp.* и *Corylus sp.* Разнообразно представлено сем. *Juglandaceae* (6.5–12.6): *Platycarya sp.* (до 9.1) при меньшем содержании (0.5–2) *Fagans sp.*, *Carya sp.*, *Engelhardtia sp.* В составе сем. *Fagaceae sp.* (6–10.7) преобладает *Quercus sp.* (3.8–6.2), более редки *Fagus sp.* и *Castanea sp.* (0.5–2.5). Постоянными компонентами комплекса являются *Myrica sp.*, *Ulmoidipites krempii* And., *U. planeraeformis abaidea* And., *Corylopsis sp.*, *Ilex sp.*, *Acer sp.* (1–2). Отмечена пыльца, определенная по искусственной классификации: *Tricolporopollenites cf. cingulum* (R.Pot.) Th. et Pfl. (0.5–3), *Tricolporopollenites sp.* (3–6.4), *Tricolporopollenites sp.* (0.4–7), *Anacolisidites sp.* (0.5). Систематический состав комплекса и результаты его сопоставления с палеоценовыми комплексами Дальнего Востока позволяют определить его возраст с определенной долей условности как первую половину раннего эоцена [5, 6, 14, 19, 27].

И меловые, и кайнозойские породы в этой части района перекрыты с резким угловым несогласием *песками и конгломератами, вероятно, неогенового возраста*. В гальках конгломератов присутствуют в основном кахтанинские лавы и в меньшей степени меловые кремни и базальты.

В районе *мыса Пятибратского* (см. 2 на рис. 2, рис. 3, Б) также обнажаются меловые и кайнозойские геологические комплексы. Меловые толщи (*кремнисто-вулканогенный комплекс*) представлены пачками переслаивающихся зеленых кремней, кремнистых аргиллитов и вулканомиктовых туфопесчаников, включающих единичные горизонты брекчий (в обломках базальты и серые кремни), и толщами туфо- и лавобрекчий плагиоафировых и клинопироксен-плагиоклазовых базальтов (мощность около 150 м), граничащих с кремнисто-туфогенными пачками по тектоническим нарушениям. Составы обломочных пород колеблются от кислых до основных. Иногда в толщах встречаются силлы кислых пород (дациты?) и плагиоклаз-двупироксеновых риолитов (липарит-порфиров). Из одного образца кремней были выделены радиолярии: *Orbiculiforma quadrata* Pessagno, *Orbiculiforma persenex* Pessagno, *Protoxiphotractus kirbui* Pessagno, *Protoxiphotractus perplexum* Pessagno, *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, *Amphibrachium spongiosum* Lipman, *Stichomitra foraminosa* Taketani, *Tricolocapsa granti* Tan, соответствующие сантону, а также коньяк-сантонские фораминиферы (*Archaeoglobigerina bosquensis* (время существования вида – коньяк–сантон), *Hedbergella delrioensis* (апт–нижний сенон), *Hedbergella holmdelensis* (коньяк–маастрихт), *Heterohelix globulosa* (турон–кампан), *Globigerinelloides ultramicra* (альб–кампан), *Heterohelix reussi* (коньяк–кампан)). Эти формы характерны для холод-



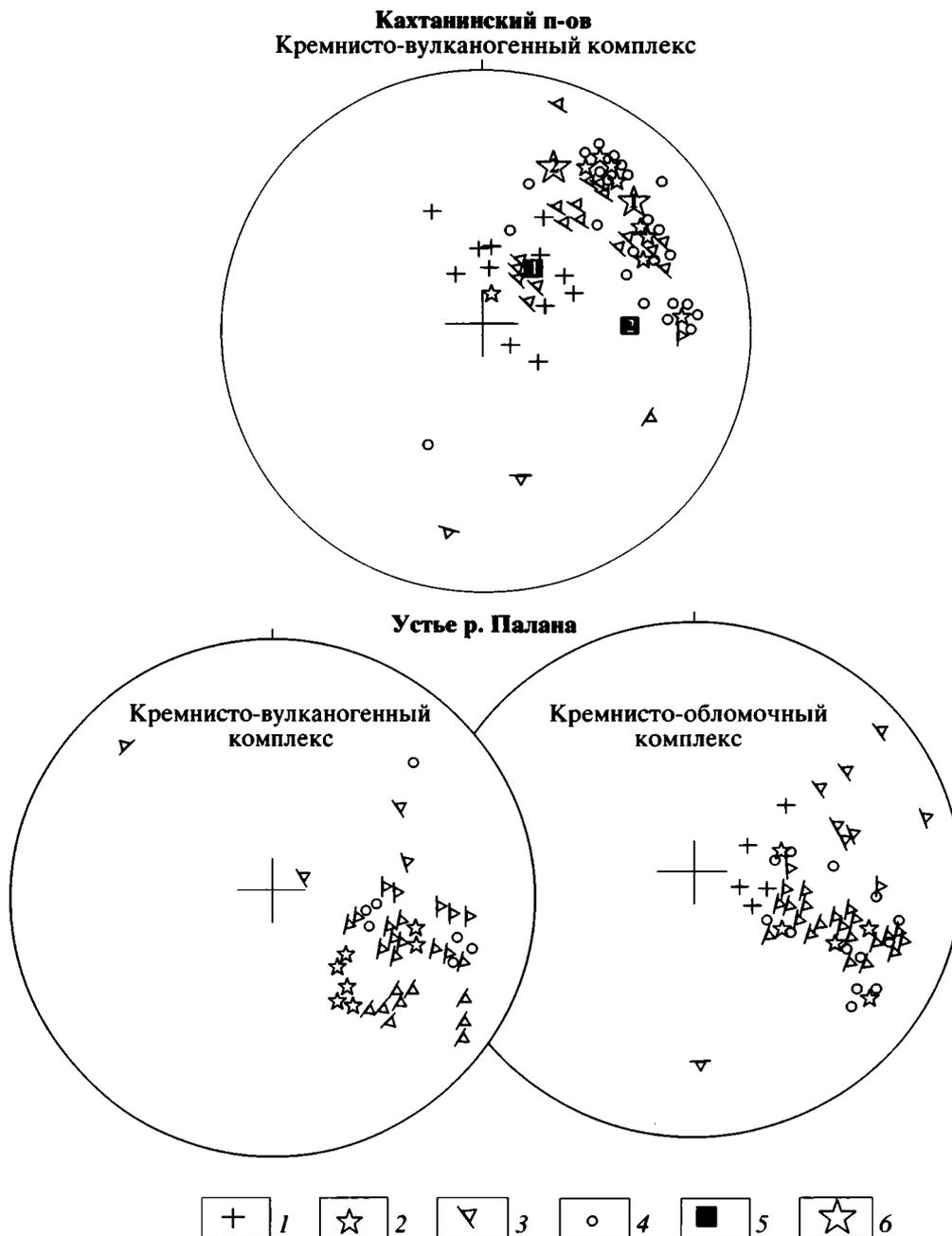
**Рис. 3.** Схемы геологического строения: А – Кахтанинского полуострова (см. район 1 на рис. 2); Б – района мыса Пятибратского (район 2); В1 и В2 – междуречья Палана–Анадырка (район 3); Г – района мыса Кинкильского (район 5) 1 – алевролиты; 2 – конгломераты; 3 – лавы; 4 – кремни (а) и иноцеромовые слои (б); 5 – песчаники; 6 – пески; 7 – туфопесчаники; 8 – туфобрекчи; 9 – обломочная толща; 10 – субвертикальные разломы (а) и надвиги (б); 11 – угловые несогласия; 12–14 – толщи: 12 – позднемеловые, 13 – палеоценовые, 14 – эоценовые, 15 – неогеновые; 16 – положение в структуре образцов пород, из которых были выделены радиолярии или фораминиферы. Последовательность символов в обозначениях, например, km-m (96) +F или F: km-m – возрастная интервал, в скобках – номер образца; +F значит, что кроме радиолярий, из образца выделены фораминиферы; F обозначает, что из образца выделены только фораминиферы. Звездочка в скобках означает, что данные взяты из [20, 21]; 17 – положение в структуре образцов, по которым имеются К-Аг определения абсолютного возраста. В обозначениях приведены: датировка, (\*\*) означает, что данные взяты из [20, 21], обозначение К-Аг указывает метод, которым получена датировка; 18 – места отбора проб для геохимических исследований. На рис. 3 В1 буквы ВП обозначают тектоническую пластину ВП. Нig, ап, иап, sp, kp – названия свит, соответственно: хулгунская, анадырская, устьянадырская, снатольская, кинкильская. Точки отбора образцов на различные виды исследований в пределах кремнисто-обломочного комплекса (см. район 3 на рис. 2) детально показаны на рис. 5

новодного типа умеренно теплой зоны – 13–17°C [7]. Все меловые толщи деформированы в изоклинальные складки часто с наклонными шарнирами и разбиты многочисленными срывами западной вергентности (падения плоскостей сместителей срывов – 80°∠40°, 140°∠70°, 100°∠30°, 120°∠40°). На юге района зафиксирована непротяженная (100 м) зона левого сдвига. На севере на меловые толщи с северо-востока надвинута толща наземных вулканитов кинкильского комплекса (P<sub>2</sub><sup>2</sup>), на юге меловые породы по субвертикальному разлому граничат с морскими осадками снатольского комплекса (P<sub>2</sub><sup>2</sup>).

**Севернее устья р. Палана** на побережье Охотского моря обнажаются мезозойские кремнисто-вулканогенный и кремнисто-обломочный комплексы пород, которые в районе устья р. Анадырка стратиграфически надстраиваются кайнозойскими комплексами (рис. 5; см. рис. 3, В1 и 3, В2).

*Кремнисто-вулканогенный комплекс* включает две толщи – кремнисто-туфогенную и вулканогенную. Кремнисто-туфогенная толща сложена переслаивающимися серыми и зелеными кремнями, туфосилицитами, туфогенными песчаниками и кремнистыми вулканомиктовыми алевролитами и аргиллитами. Из кремнистых пород толщи были выделены радиолярии кампанского, кам-





**Рис. 4.** Ориентация элементов геологической структуры районов 1 и 3 (см. рис. 2)

1 – шарниры складок; 2 – нормали к осевым плоскостям складок; 3 – нормали к плоскостям сместителей надвигов; 4 – нормали к слоям пород; 5 – средние направления шарниров складок до (номер 1) и после (номер 2) приведения геологической структуры в положение, когда лавы кахтанинского вулканогенного комплекса горизонтальны; 6 – средние направления нормалей к осевым плоскостям складок и плоскостям сместителей надвигов до (номер 1) и после (номер 2) приведения геологической структуры в положение, когда лавы кахтанинского вулканогенного комплекса горизонтальны

пан-раннемаастрихтского и позднекампан-маастрихтского возраста [16, 20]. Вулканогенная толща сложена туфобрекчиями пироксен-плагиоклазовых порфировых базальтов, андезибазальтов и андезитов. Для обломков туфобрекчий имеются определения абсолютного возраста (K/Ar, валовые

пробы) –  $72.5 \pm 3.5$  и  $72 \pm 3.5$  млн. лет [20]. Кремнисто-туфогенная толща комплекса смята в изоклинальные складки западной вергентности. Вулканогенная толща дислоцирована в меньшей степени и граничит с кремнисто-туфогенной по надвигам западной вергентности. Толщи кремни-

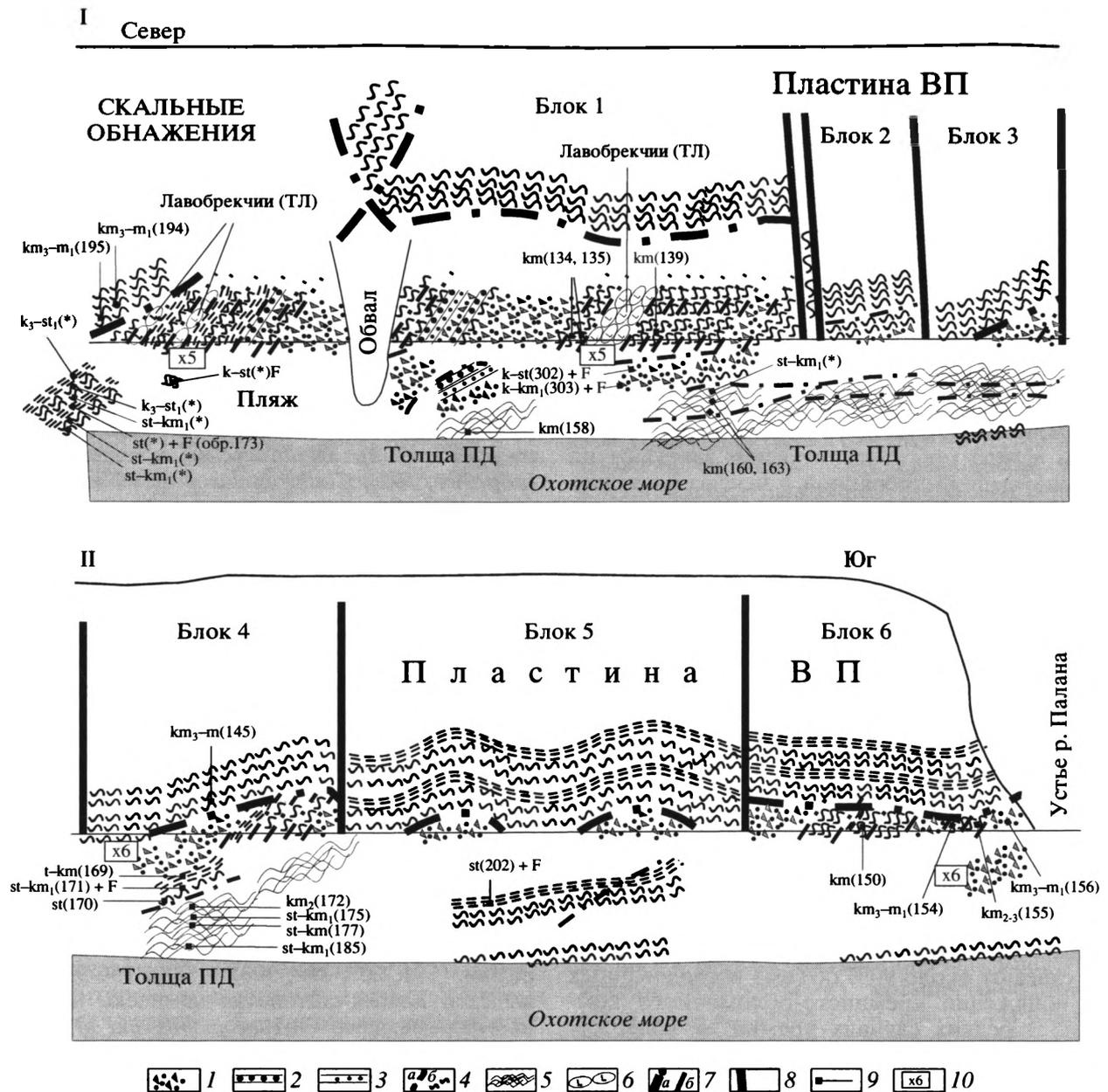


Рис. 5. Схема геологического строения побережья Охотского моря к северу от устья р. Палана (см. район 3 на рис. 2; кремнисто-обломочный комплекс на рис. 3В1)

1 – обломочная толща; 2 – гравелиты; 3 – песчаники; 4 – иноцерамовые слои (а) и кремни (б); 5 – пластично деформированные кремни (толща ПД); 6 – лавобрекчи; 7 – надвиги: крупные (а) и мелкие (б); 8 – вертикальные разломы; 9 – положение образцов, в которых обнаружены радиолярии или фораминиферы в геологической структуре района; надписи обозначают: возрастной интервал (в скобках номер образца; если \*, значит, что данные образцы взяты из [20]); F или + F означает, что из образца были выделены только фораминиферы (F) или фораминиферы и радиолярии, если F или + F отсутствуют, значит, из образца были выделены только радиолярии; 10 – места отбора геохимических проб

сто-вулканогенного комплекса разбиты на многочисленные блоки и часто характеризуются крутыми углами падения пород, иногда близкими к вертикальным.

В составе кремнисто-обломочного комплекса, имеющего тектонические взаимоотношения с кремнисто-вулканогенным, выделяются кремни-

стые и терригенные породы, залегающие в виде пластин и чешуй в системе надвигов западной vergentности. Верхнее структурное положение в этой системе занимает пластина (дадим ей название ВП – Верхняя пластина), сложенная переслаивающимися красными и зелеными кремнями с многочисленными иноцерамовыми горизонтами.

Мощность пластины 200–300 м. Кремнистая пластина (ВП) надвинута на сложную систему мелких (мощность до 30 м) тектонических чешуй, сложенных переслаивающимися красными и зелеными кремнями, иноцерамовыми слоями, телами лавобрекчий с обломками оливин-клинопироксен-плаггиоклазовых сериально порфировых базальтов и кварц-амфибол-плаггиопорфировых андезидацитов (назовем их ТЛ – тела лавобрекчий) и терригенными пачками, представленными песчаниками, редкими маломощными линзовидными прослоями кремней и кремнистых аргиллитов, гравелитами и глыбовыми конгломератами и брекчиями, по-видимому, олистостромовой природы. В обломках терригенных пород зафиксированы красные и зеленые кремни, иноцерамовые породы, базальты и песчаники. Терригенные породы в ряде мест с несогласием залегают на пластично деформированной в неясно слоистую массу кремнистой толще (для удобства пусть она называется ПД – пластические деформации). В ней зафиксированы многочисленные обломки пород, аналогичные тем, которыми сложены грубообломочные олистостромовые и терригенные пачки (кремни, базальты). В одном месте видно, что терригенные олистостромовые породы цементируют плоскость сместителя пластины ВП и изоклинально деформированные кремни одной из мелких тектонических чешуй, залегающей структурно ниже пластины ВП. По-видимому, такие взаимоотношения толщ указывают на то, что первые фазы надвигообразования проходили в период, когда терригенные породы еще не были литифицированы. Наиболее нижнее положение в структуре занимают переслаивающиеся красные и зеленые кремни, вероятно, представляющие собой самостоятельную пластину. Кремнистые породы слагают около 90% объема исследованных нами обнажений кремнисто-обломочного комплекса. В редких случаях кремни не содержат терригенного материала, но большая их часть включает значительные примеси глинистого и вулканокластического материала, представленного минералами основных и кислых пород (часто наблюдается кварц). Для кремней и яшм, слагающих обе тектонические пластины, и многих чешуй авторами статьи получены многочисленные определения возраста по радиоляриям. Из 21 образца (см. рис. 3, В и 5) были выделены: *Phaseliforma carinata* Pessagno (обр. 139, 169, 202), *Phaseliforma Meganosensis* Pessagno (обр. 134, 154, 194, 195), *Phaseliforma laxa* Pessagno (обр. 145), *Praestyllosphaera hastata* (Campbell & Clark) (обр. 145, 195), *Cromyosphaera churini* Lipman (обр. 150, 194), *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman (обр. 135, 194), *Staurodictya fresnoensis* Foreman (обр. 155), *Crucella plana* Pessagno (обр. 170), *Archaeospongoprimum bipartitum* Pessagno (обр. 170), *Protoxiphotractus kirbui* Pessagno (обр. 194), *Protoxiphotractus perplexum*

*Pessagno* (обр. 134, 194), *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno (обр. 170, 202), *Pseudoaulophacus praefloresensis* Pessagno (обр. 170, 202), *Pseudoaulophacus venadoensis* Pessagno (обр. 202), *Prunobrachium sibiricum* Lipman (обр. 170), *Dactyliodiscus longispinus* (Squinabol) (обр. 171), *Spongostaurus hokkaidoensis* Taketani (обр. 155), *Amphipyndax stocki* (Campbell & Clark) (обр. 134, 135, 139, 145, 154, 155, 169, 170, 194, 195), *Amphipyndax streckta* (Empson-Morin) (обр. 154), *Amphipyndax tylotus* Foreman (обр. 154), *Amphipyndax ellipticus* Nakaseko & Nishimura (обр. 170), *Amphipyndax enesseffi* Foreman (обр. 139, 154, 171), *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno (обр. 202), *Dictyomitra formosa* Squinabol (обр. 170, 202), *Dictyomitra densicostata* Pessagno (обр. 145, 170, 171), *Dictyomitra multicostata* Zittel (обр. 170), *Dictyomitra urakavaensis* Taketani (обр. 170, 202), *Clathrocyclas hyronia* Foreman (обр. 194, 195), *Clathrocyclas gravis* Vishnevskaya (обр. 194), *Coniforma sp.* (обр. 139, 171, 194), *Stichomitra foraminosa* Taketani (обр. 170, 171), *Stichomitra livermorensis* (Campbell & Clark) (обр. 139, 154, 155, 170, 194, 202), *Stichomitra communis* Squinabol (обр. 171), *Stichomitra manifesta* Foreman (обр. 171), *Theocapsomma ovoidea* (Dumitrica) (обр. 169, 171), *Cornutella californica* Campbell & Clark (обр. 134, 170, 194, 195), *Bathropyramix campbelli* Taketani (обр. 134), *Bathropyramix sanjoaquinensis* Campbell & Clark (обр. 194), *Schaumellus aufragendus* Empson-Morin (обр. 194), *Vitorfus sp.* (обр. 196), *Lithostrobos rostovzevi* Lipman (обр. 202), *Lithostrobos natlandi* Campbell & Clark (обр. 194). В соответствии с этими формами для разных образцов были получены коньяк-сантонские, коньяк-кампанские, турон-кампанские, сантонские, сантон-кампанские, кампанские, позднекампанские, позднекампан-раннемаастрихтские датировки. Из образцов (171, 202, 302, 303, 173/99, 159/99) также выделен коньяк-сантонский комплекс планктонных фораминифер – *Archaeoglobigerina aff. bosquensis* (время существования вида – коньяк-сантон), *Hedbergella delrioensis* (апт-нижний сенон), *Hedbergella aff. holmdelensis* (коньяк-маастрихт), *Heterohelix globulosa* (турон-кампан), *Globigerinelloides ultramicra* (альб-кампан) (определения И.А. Басова [7]). Из подстилающих терригенные пачки пластично деформированных кремнистых толщ с обломками кремнистых и магматических пород (толща ПД), из 8 образцов также выделен богатый комплекс радиолярий: *Phaseliforma carinata* Pessagno (обр. 160, 185), *Phaseliforma Meganosensis* Pessagno (обр. 160, 163, 172), *Praestyllosphaera hastata* (Campbell & Clark) (обр. 172), *Praestyllosphaera pusilla* (Campbell & Clark) (обр. 172), *Orbiculiforma monticelloensis* Pessagno (обр. 160), *Spongotripus morenoensis* Campbell & Clark (обр. 160, 175), *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno (обр. 175, 185), *Pseudoaulophacus praefloresensis* Pessagno (обр. 175), *Prunobrachium siberi-*

*cum* Lipman (обр. 158), *Amphibrachium angustum* Lipman (обр. 185), *Amphibrachium spongiosum* Lipman (обр. 172), *Dactyliodiscus longispinus* (Squinabol) (обр. 159), *Amphipyndax stocki* (Campbell & Clark) (обр. 158, 159, 172, 175, 185), *Theocampe latamontensis* (Campbell & Clark) (обр. 172), *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno (обр. 175), *Dictyomitra andersoni* Campbell & Clark (обр. 172, 175), *Dictyomitra densicostata* Pessagno (обр. 177), *Dictyomitra multicostata* Zittel (обр. 185), *Clathrocyclus hyronia* Foreman (обр. 172), *Coniforma sp.* (обр. 160), *Stichomitra livermorensis* (Campbell & Clark) (обр. 160, 163, 172), *Stichomitra manifesta* Foreman (обр. 159, 160, 177), *Cornutella californica* Campbell & Clark (обр. 172), который из разных образцов позволил получить сантон-раннекампанские, кампанские, среднекампанские датировки. В работе [16] из этих же толщ были выделены радиолярии, характерные для поздней юры–раннего мела. Из трех олистолитов кремней терригенной олистостромовой толщи были выделены радиолярии: *Phaseliforma carinata* Pessagno (обр. 303), *Phaseliforma meganosensis* Pessagno (обр. 156), *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman (обр. 302), *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno (обр. 303), *Amphipyndax stocki* (Campbell & Clark) (обр. 302, 303), *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno (обр. 303), *Stichomitra livermorensis* (Campbell & Clark) (обр. 156), характерные для коньяка–сантона, коньяка–кампана. В работе [20] описаны комплексы радиолярий, выделенные из 17 образцов олистолитов кремней, типичные для позднего кампана–маастрихта, а также комплексы перетолженных радиолярий ранне-среднекампанского и средне-позднекампанского возраста из терригенной матрицы олистостромы. Из кремнистых прослоев в матриксе терригенно-олистостромовой толщи выделены радиолярии позднекампан-маастрихтского возраста [20], которые, по-видимому, и отражают время накопления терригенно-олистостромовой толщи.

Породы кремнисто-обломочного комплекса разбиты на многочисленные блоки и деформированы в сложные (до изоклинальных) складки разного масштаба (от первых метров до десятков метров) с субвертикальными шарнирами (см. рис. 5). Возможно, формирование этих складок связано с левыми сдвигами [8, 17, 25]. Элементы залегания пород в крыльях складок и отдельных блоках кремнисто-обломочного комплекса повсеместно близки к элементам залегания пород кремнисто-вулканогенного комплекса (см. рис. 5). Этот факт указывает на то, что главные деформации пород обоих комплексов, по-видимому, происходили в период одного и того же тектонического импульса в конце маастрихта.

Толщи неавтохтона субгоризонтально с угловым несогласием залегают на аллохтонных комплексах. Нижнее стратиграфическое положение занимает палеоценовая *анадырская свита*. Она

представлена переслаивающимися конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Преобладают крупнообломочные разности – конгломераты и гравелиты. Выше с размывом и несогласием залегают углистые песчаники, алевролиты и аргиллиты с многочисленными остатками окаменевшей древесины и отпечатков листовой флоры *усть-анадырской свиты* среднеэоценового возраста. Они перекрыты потоками базальтов, андезито-базальтов, андезитов, риодацитов, дацитов с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов среднеэоценовой *кинкульской свиты* (*кинкульский вулканогенный комплекс*) [18].

Немного севернее по побережью рядом с **устьем р. Бурная** обнажается маломощная кремнисто-туфогенная толща (район 4 на рис. 2), которая сложена пачками переслаивающихся зеленых кремней и зеленых туфопесчаников с горизонтами туфобрекчий мощностью до 3 м. Толща сильно тектонически передроблена, ее структура неясна из-за слабой обнаженности.

**Южнее Кинкульского мыса** (см. район 5 на рис. 2 и рис. 3, Г) на побережье обнажаются две толщи – кремнистая и кремнисто-вулканогенная. Кремнистая толща представляет собой пластину, сложенную, залегающими практически горизонтально переслаивающимися тонкослоистыми красными, зелеными, серыми и оранжевыми кремнями с редкими иноцерамовыми горизонтами. Кремнистые породы в разной степени засорены глинистым и вулканокластическим материалом, редко встречаются “чистые” кремни без терригенной составляющей. Углы падения пород редко превышают 5–10°. Толща разбита срывами, ориентированными по слоистости кремней. По внешнему облику и составу кремней она напоминает кремнистые пластины из кремнисто-обломочного комплекса в районе 3 (см. рис. 2). Из одного образца кремней из этой толщи выделены радиолярии: *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, *Amphipyndax stocki* (Campbell & Clark), *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno, *Coniforma sp.*, типичные для сантона, и коньяк-сантонский комплекс планктонных фораминифер (обр. 219), идентичный выделенному из кремней в районе 3.

Кремнисто-вулканогенная толща представлена чередующимися пачками туфопесчаников мощностью до 15 м, туфобрекчий, кремнисто-яшмовыми пачками и пачками переслаивающихся зеленых кремней и маломощных слоев зеленых туфопесчаников. В туфобрекчиях встречаются обломки базальтов, красных, зеленых и черных кремней, в туфопесчаниках часто наблюдается кластика кислых пород. Из одного образца бурых кремней выделены радиолярии: *Orbiculiforma quadrata* Pessagno, *Orbiculiforma persenex* Pessagno, *Pseudoaulo-*

*phacus lenticulatus* (White), *Pseudoaulophacus florensensis* Pessagno, *Heliodiscus borealis* Vishnevskaya, *Amphipyndax stocki* (Campbell & Clark), *Coniforma*, *Acanthocircus parvulus* Campbell & Clark, *Acanthocircus ellipticus* Campbell & Clark, характерные для сантона, а также планктонные фораминиферы коньяка-сантона (обр. 234) (состав комплекса идентичен комплексу фораминифер района 3).

Кремнисто-вулканогенная толща неравномерно дислоцирована. Кремнистые и кремнисто-туфогенные пачки деформированы в изоклиналильные складки, опрокинутые на запад. Более жесткие относительно мощные пачки туфобрекчий деформированы слабее и везде надвинуты на кремнистые и кремнисто-туфогенные. Зоны дробления, связанные с надвигами, в большинстве случаев совпадают с пачками кремнистых и кремнисто-туфогенных пород. Вергентность надвигов северо-западная, плоскости сместителей полого (аз. пд.  $140^\circ \angle 10^\circ$ ,  $140^\circ \angle 20^\circ$ ) наклонены на юго-восток.

Взаимоотношения кремнистой и кремнисто-вулканогенной толщ неясны, но со всей ответственностью можно сказать, что при формировании структуры этих толщ доминировали напряжения в горизонтальных плоскостях. Об этом свидетельствует ориентация клина ( $30 \times 10 \times 10$  м) кремнистых пород из кремнистой пластины, в результате тектонических напряжений вдавленного в массу туфопесчаников кремнисто-вулканогенной толщи. Ориентация длинной оси клина (аз. пд.  $20^\circ \angle 5^\circ$ ), по-видимому, указывает направление перемещения геологических блоков и еще раз подтверждает сделанный в других описанных районах вывод о присутствии левосторонней сдвиговой составляющей движения, направленной вдоль берега Охотского моря, при формировании геологической структуры Паланского района. Все мезозойские толщи рассечены дайками вулканитов кинкильской свиты. Особенно велика их концентрация в кремнисто-вулканогенной толще, где кинкильские вулканиты залегают в виде силлов по зонам дробления. На контакте одной из даек кинкильских вулканитов с кливажированными красными яшмами кремнистой пластины зафиксирована зона марганцевого оруденения.

Кремнистые и кремнисто-вулканогенные толщи этого района и на юге, и на севере несогласно перекрыты конгломератами хулгунской свиты ( $P_1$ ), которые с размывом и несогласием надстраиваются толщей среднеэоценовых наземных вулканитов кинкильской свиты ( $P_2^2$ ).

В среднем течении р. Палана (см. район 6 на рис. 2) редко и скупо обнажаются пачки зеленых туфопесчаников, переслаивающихся кремней и туфопесчаников зеленого цвета, туфобрекчий.

Таким образом, как показывают приведенные выше материалы полевых и микроскопических исследований, по составу и, вероятно, генезису все верхнемеловые толщи Паланского района могут быть объединены в три комплекса. Кремнисто-вулканогенные толщи всех исследованных районов можно рассматривать как единый **кремнисто-вулканогенный комплекс**; кремнистые толщи кремнисто-обломочного комплекса в районе 3 и кремнистая толща в районе 5 будут рассматриваться как единый **кремнистый комплекс**; терригенные толщи кремнисто-обломочного комплекса (район 3) выделены ниже в **обломочный олистостромовый комплекс**.

## СОСТАВ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Для выяснения вещественного состава вулканических пород авторы статьи исследовали геологические комплексы района 3 (см. рис. 2). В геологической структуре района 3 выделяются: а) вулканические толщи кремнисто-вулканогенного комплекса, б) тела лавобрекчий в системе тектонических чешуй кремнисто-обломочного комплекса (ТЛ) и в) олистолиты вулканических пород в обломочном олистостромовом комплексе.

### Кремнисто-вулканогенный комплекс

Обломки вулканитов в брекчиях представлены в различной степени измененными *пироксен-плагиоклазовыми порфиоровыми базальтами, андезибазальтами и андезитами*. В них выделяются по крайней мере две неравновесные минеральные ассоциации. *Ранняя ассоциация 1* представлена плагиоклазом основного состава, слагающим сильно резорбированные ядра более крупных порфиоровых кристаллов, ортопироксеном, зональным клинопироксеном, рудным минералом (магнетитом или титаномагнетитом) и мелкими чешуйками бесцветной неплеохроирующей слюды. *Поздняя ассоциация 2* представлена осцилляторно зональными плагиоклазами среднего-кислого составов, которые образуют внешние каймы вокруг резорбированных ядер измененного плагиоклаза основного состава и самостоятельные таблитчатые кристаллы, и рудным минералом (магнетитом или титаномагнетитом). Матрикс, видимо, также может быть причислен к этой минеральной ассоциации.

Пироксен-плагиоклазовые базальты, андезибазальты и андезиты брекчий представлены породами двух петролого-геохимических типов, фигуративные точки составов которых на ряде вариационных диаграмм образуют самостоятельные поля и тренды (рис. 6). По уровням накопления суммы

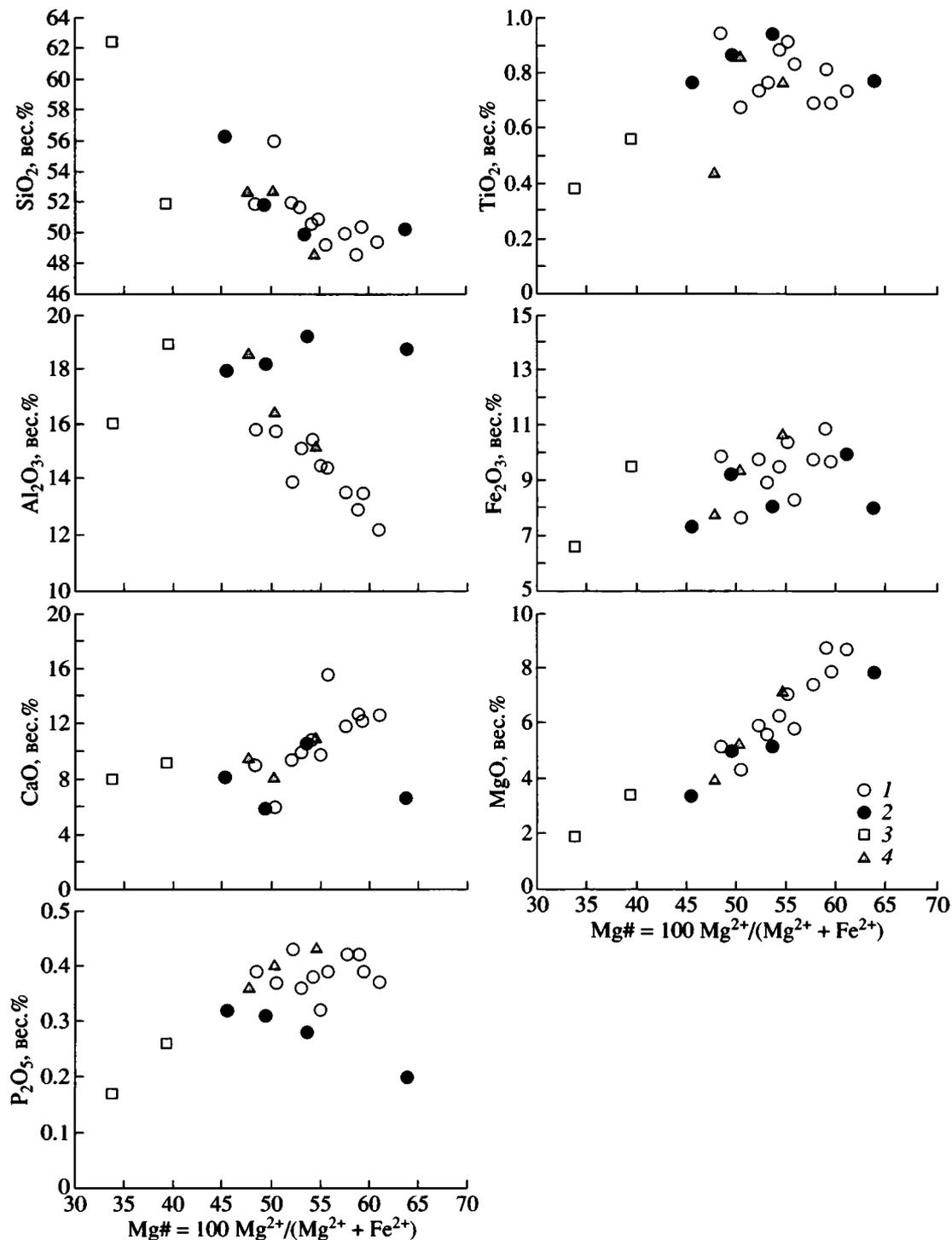
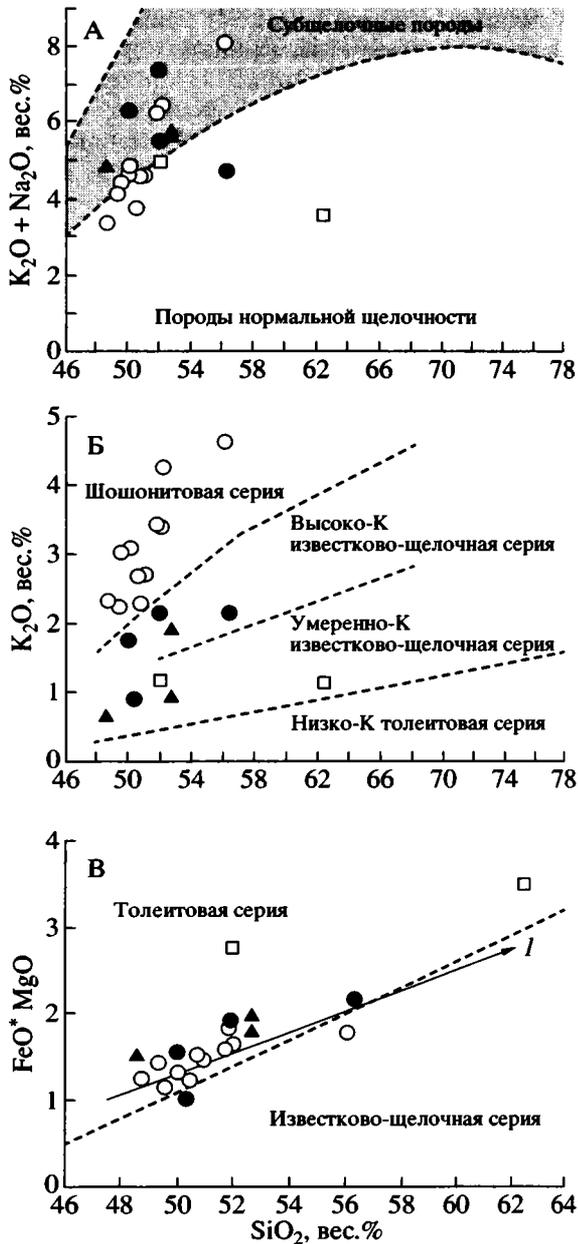


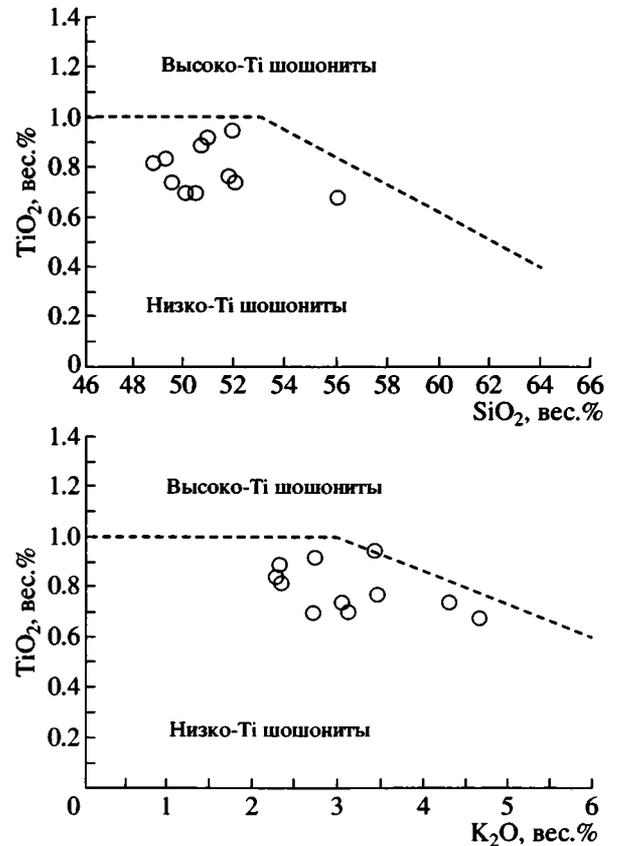
Рис. 6. Вариации некоторых породообразующих элементов в зависимости от магнезиальности пород в вулканитах различных толщ паланского разреза

1, 2 – кремнисто-вулканогенный комплекс: 1 – базальты и андезибазальты известково-щелочной серии и 2 – базальты шошонитовой серии; 3 – базальт и андезидацит из обломков лавобрекчий, слагающих тектонические чешуи среди образований вулканогенно-обломочного комплекса; 4 – базальты и андезибазальты из олистолитов обломочно-олисто-стромового комплекса



**Рис. 7.** Классификационные диаграммы для вулканитов различных толщ Паланского района в координатах:  $K_2O + Na_2O - SiO_2$  (А, [23]);  $K_2O - SiO_2$  (Б, [40]) и  $FeO^*/MgO - SiO_2$  (Б, [37]), демонстрирующие принадлежность базальтов и андезибазальтов из брекчий в вулканической толще кремнисто-вулканогенного комплекса к субщелочным высоко-К вулканитам шошонитовой серии; базальтов и андезидацитов из тектонических чешуй вулканогенно-обломочного комплекса – к субщелочным породам известково-щелочной серии и базальтов из олистолитов обломочно-олистостромового комплекса – к породам умеренно-К известково-щелочной серии нормальной щелочности

На диаграмме В: 1 – тренд высоко-К субщелочных базальтов шошонитовой серии Западно-Марианской островной дуги (оригинальные данные заимствованы из работы [30]). Прочие условные обозначения см. на рис. 6



**Рис. 8.** Классификационные диаграммы  $TiO_2 - SiO_2$  и  $TiO_2 - K_2O$  для высоко-К базальтов и андезибазальтов шошонитовой серии из брекчий вулканической толщи кремнисто-вулканогенного комплекса Паланского района. Разделительные линии высоко-Тi и низко-Тi шошонитовой серий нанесены по [12]

щелочей,  $K_2O$ <sup>1</sup> и  $TiO_2$  эти вулканиты можно классифицировать как: (а) высокоглиноземистые субщелочные породы высоко-К известково-щелочной серии и (б) умеренноглиноземистые высоко-К субщелочные породы низко-Тi шошонитовой (повышенной щелочности) серии (рис. 7, а–в, 8), типичной для надсубдукционных (в широком смысле данного термина) обстановок [30, 35–37, 41]. На классификационных диаграммах  $Y-Nb \times 2 - Zr/4$  (рис. 9, а) и  $Ta-Hf/3-Th$  (см. рис. 9, б) фигуративные точки составов базальтов и андезибазальтов высоко-К известково-щелочной серии ложатся в поля базальтов вулканических островных дуг; а на диаграмме  $FeO^*/MgO - SiO_2$  (рис. 7, в) следуют разделительной линии толеитовой и известково-щелочной серий. Базальты шошонитовой серии обнаруживают различное поведение Nb и Ta, что выражается в смещении фигуративных точек составов этих вулканитов из области изве-

<sup>1</sup> Содержания  $K_2O$  в вулканитах шошонитовой серии, видимо, отвечают или близки к первичным: содержания  $K_2O$  хорошо коррелируют с содержаниями Nb, Rb и Ba.

стково-щелочных пород островных дуг в область базальтов типа E-MORB.

Вулканиды высоко-Al высоко-K известково-щелочной и умеренно-Al низко-Ti шошонитовой серий – в различной степени дифференцированные породы: магнезиальность ( $Mg\# = 100 \times Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+} \text{ общ.})$ ) первых варьирует в диапазоне 63.61–45.24; вторых – в интервале 60.81–48.21. Поведение породообразующих элементов в известково-щелочных высоко-Al базальтах и андезибазальтах согласуется с фракционированием расплава основного состава при удалении из него минеральной ассоциации 1. Снижение магнезиальности пород обеих серий, обусловленное более резким падением содержаний MgO по сравнению с  $FeO^*$ , происходит на фоне незначительного роста содержаний  $SiO_2$  и  $TiO_2$  (см. рис. 6) и быстрого снижения концентраций CaO, что согласуется с удалением из расплава кальциевого плагиоклаза, двух пироксенов и магнетита. Вместе с тем, резкое возрастание содержаний  $Al_2O_3$  в вулканидах шошонитовой серии по мере нарастания их магнезиальности (см. рис. 6) и наличие слабо выраженных как положительных, так и отрицательных аномалий Eu ( $Eu/Eu^* = 0.94–1.13$ ) в сочетании с насыщением изученных базальтов, андезибазальтов и андезитов вкрапленниками плагиоклаза разных генераций позволяют предполагать, что на каком-то этапе химизм этих пород стал контролироваться иным процессом – фракционной кристаллизацией более кислого расплава при аккумуляции плагиоклаза.

Имеющиеся в распоряжении авторов данные не позволяют однозначно ответить на вопрос, чем было вызвано изменение направленности кристаллизации вулканидов шошонитовой серии: (а) изменением термодинамических и динамических условий или же (б) внедрением новой порции более кислого расплава в частично закристаллизованные породы. Тем не менее, поскольку изученные базальты не обнаруживают каких-либо признаков двойственной петролого-геохимической принадлежности, валовые составы пород могут быть использованы для геодинамической интерпретации петролого-геохимических данных с учетом сведений об изменении составов пород при фракционировании.

Величины  $\epsilon_{Nd}$ , составляющие +8.76 (обр. 216/01, таблица) в базальтах известково-щелочной серии и +7.96–+9.01 (обр. 224/4, 224/6, 100/99, 80/99, 102/99, таблица) в базальтах шошонитовой серии, типичны для вулканидов различных структур интраокеанических островодужных систем и указывают на образование пироксен-плагиоклазовых сериально-порфировых базальтов обоих петролого-геохимических типов из расплавов мантийного происхождения [32]. Мантийные источники были деплетированы. Близкое умеренно диффе-

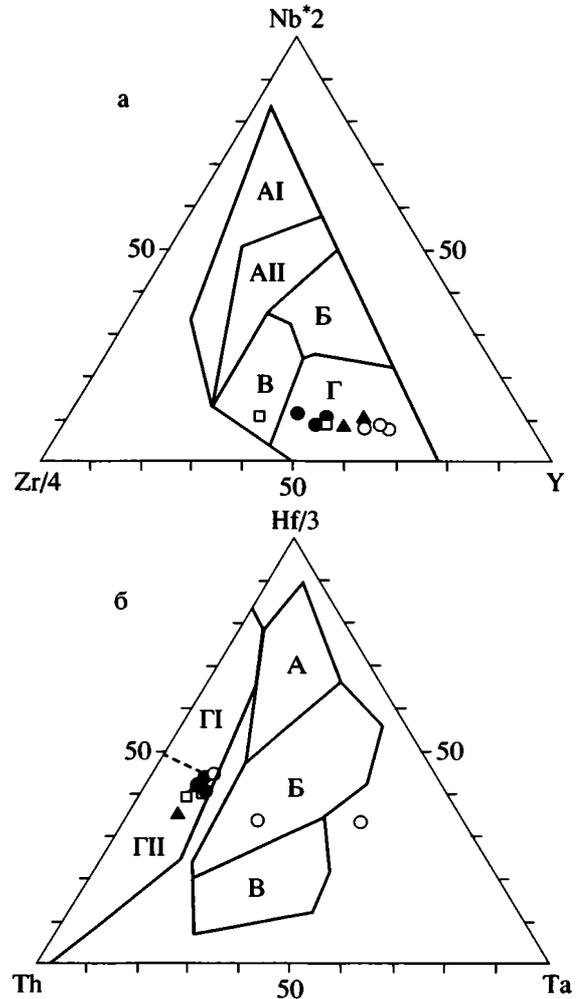


Рис. 9. Дискриминационные диаграммы  $Zr/4 - Nb^*2 - Y$  (а, [31]) и  $Th - Hf/3 - Ta$  (б, [43]) для базальтов различных толщ Паланского района

Поля на диаграмме а: AI – внутриплитные щелочные базальты, AII – внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты; B – E-MORB; В – внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг; Г – N-MORB и базальты океанических дуг.

Поля на диаграмме б: А – N-MORB; Б – E-MORB и внутриплитные толеиты; В – внутриплитные щелочные базальты; ГI, ГII – базальты внутриокеанических островных дуг; ГI – толеиты островных дуг, ГII – известково-щелочные базальты

Остальные условные обозначения см. на рис. 6

ренцированное распределение тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ) в базальтах высоко-K известково-щелочной ( $(Gd/Yb)_N = 1.72–1.94$ ) и шошонитовой ( $(Gd/Yb)_N = 1.58–1.76$ ) серий (рис. 10, аа) в сочетании с низким уровнем накопления других элементов-индикаторов мантийных процессов, таких, как Zr, Y и Nb (см. рис. 10, а, б), позволяют предполагать, что расплавы, продуктами кристаллизации которых являются базальты этих серий, образовывались в результате разных, но близких степеней частичного плавления

## Изотопные характеристики вулканических пород Паланского района

№ образца	Содержание, г/т		Изотопные отношения		$\epsilon_{Nd}(T)$
	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	
Район 3 (севернее устья р. Палана), вулканогенно-кремнистый комплекс					
216/01	2.898	11.780	0.148716	0.513043	8.39
					8.76
224/4	2.741	9.528	0.173929	0.513056 ± 11	8.39
					8.33
224/6	3.249	12.926	0.151968	0.513063 ± 7	8.75
					8.63
100/99	2.671	9.120	0.177043	0.513037 ± 16	7.98
					7.93
80/99	2.715	9.245	0.177490	0.513091 ± 11	9.03
					8.98
102/99	2.692	9.171	0.177428	0.513040 ± 7	8.04
					7.99
Район 1 (Кахтанинский полуостров), вулканогенно-кремнистый комплекс					
16/01	3.094	9.663	0.193526	0.513103 ± 7	9.09
					9.11

источников мантии (возможно, шпинелевых перидотитов), в разной степени деплетированных вышеперечисленными элементами. Для базальтов известково-щелочной серии степень частичного плавления источника предположительно составляла  $\leq 20\%$  и для базальтов шошонитовой серии –  $\leq 15-10\%$  (рис. 11, а).

Обогащение базальтов обеих серий крупноионными литофильными элементами (LILE) относительно высокозарядных (HFSE) в сочетании с отрицательными аномалиями Nb-Ta и Zr-Hf (см. рис. 10, а, б) может рассматриваться как свидетельство переработки источника мантии субдукционными процессами. Умеренные значения Th/Nb отношений, составляющие 0.31–0.38 в базальтах известково-щелочной и 0.20–0.37 в базальтах шошонитовой серий, в сочетании с умеренно фракционированным распределением легких РЗЭ относительно тяжелых  $((La/Yb)_N = 3.27-3.58$  в базальтах известково-щелочной и 1.82–2.26 шошонитовой серий, см. рис. 10, аа, бб) и величины  $\epsilon_{Nd}$  указывают на возможное вовлечение в процесс плавления осадочного материала.

Соотношения величин Ba/Nb и Th/Nb отношений (см. рис. 11, б) в вулканиках известково-щелочной и шошонитовой серий указывают на их возможное образование из разных источников мантии, подвергавшихся переработке сходными по составу флюидами, источником которых служили осадочные породы. Поведение Ba, Th и Nb в вулканиках высоко-К известково-щелочной и шошонитовой серий может быть описано в рам-

ках модели, разработанной для вулкаников поднятий Идзу-Бонинской островодужной системы [32]. Фигуративные точки составов базальтов известково-щелочной и шошонитовой серий группируются вдоль расчетных кривых смешения, отражающих их кристаллизацию из расплавов, отделившихся, соответственно, от источников мантии, сходных с реститами плиты Филиппинского моря и реститами западной цепи вулканических поднятий в этом районе, подвергавшихся переработке флюидами субдуцирующей плиты. Повышенные значения U/Nb (0.16–0.22 в базальтах известково-щелочной серии и 0.13–0.34 в базальтах шошонитовой серии) отношения в сочетании с высокими уровнями накопления в породах наряду с Ba таких литофильных элементов, как Sr, Pb, U и Cs, хорошо согласуются с последним заключением. Кроме того, анализ геохимических характеристик вулкаников высоко-К известково-щелочной и шошонитовой серий позволяет предполагать, что в момент образования породы этих серий были разделены пространственно.

#### Тела лавобрекчий (ТЛ) в структуре кремнисто-обломочного комплекса

Обломки в лавобрекчиях представлены двумя разновидностями пород.

(1) Оливин? (сохранились только псевдоморфозы по оливину: хлорит с магнетитом или карбонат)-клинопироксен-плаггиоклазовые сериально-порфировые и гломеропорфировые ба-

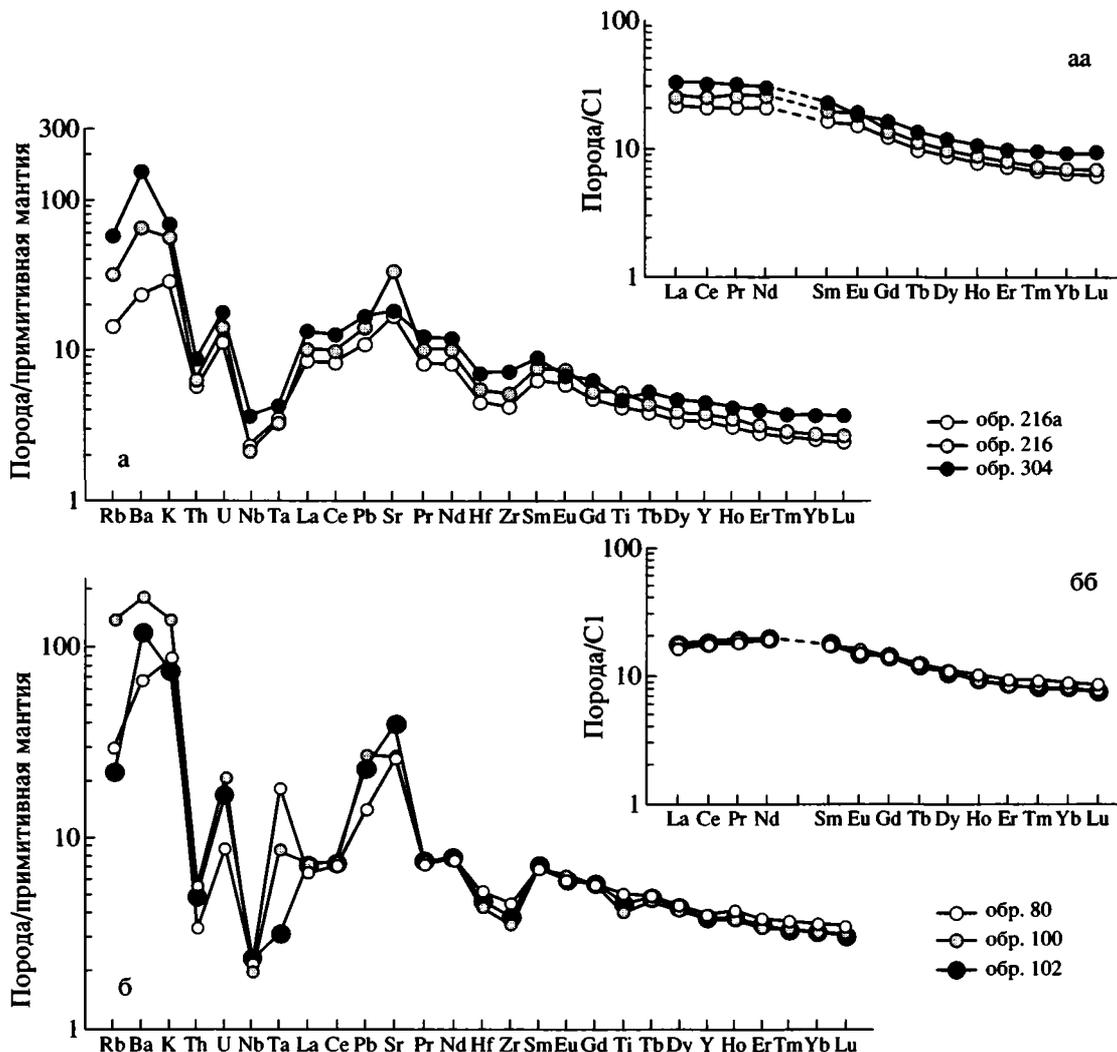


Рис. 10. Многоэлементные диаграммы (а, б) и спектры РЗЭ (аа, бб) для вулканитов кремнисто-вулканогенного комплекса: а и аа – базальты и андезибазальты известково-щелочной серии; б и бб – базальты шoshонитовой серии. Нормирование проводилось по примитивной мантии [34] и хондриту (C1) [42]

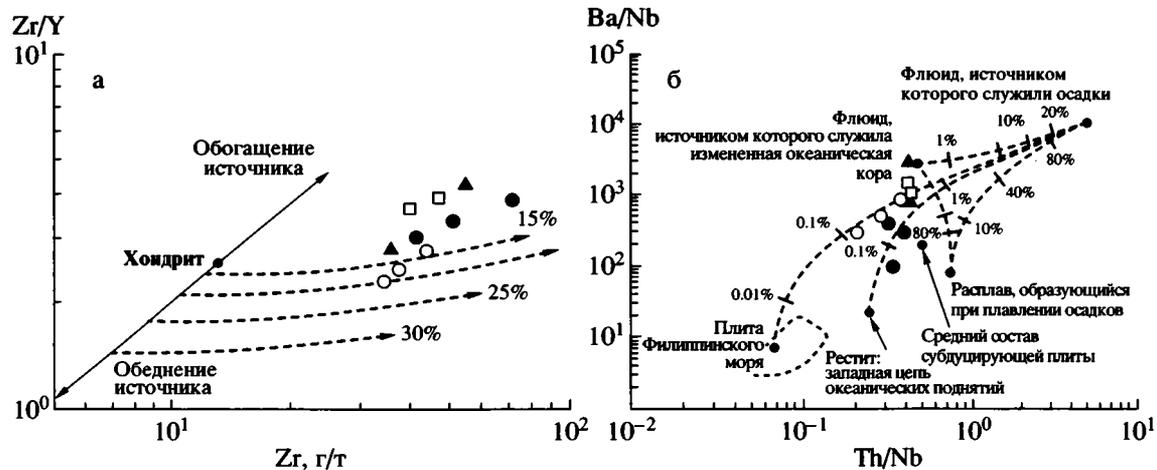
зальты. В них выделяются несколько генераций минералов и неравновесных ассоциаций. Уверенно можно выделить мафитовую ассоциацию оливина (псевдоморфозы по нему карбоната) + клинопироксена + плагиоклаза + шпинели и, по крайней мере, три генерации плагиоклазов: (а) плагиоклаза основного состава в ядрах удлиненно-таблитчатых кристаллов; (б) перекристаллизованного плагиоклаза среднего – кислого состава в ядрах мегакристаллов и (в) плагиоклазов, обнаруживающих осцилляторную зональность.

(2) *Кварц-амфибол-плагиоклазовые интенсивно порфиоровые и гломеропорфиоровые андезидациты.* Они содержат плагиоклазы трех разных генераций, единичные идиоморфные зерна клинопироксена и оливина, типичные для вышеописанных базальтов, а также вкрапленники первично-магматической роговой обманки и кварца.

Обломки андезидацитов сцементированы карбонатом.

Базальты и андезидациты – породы, обнаруживающие двойственные петрологические характеристики. По уровню накопления суммы щелочей и  $K_2O$  они могут быть классифицированы как вулканиты умеренно-К известково-щелочной серии нормальной щелочности (см. рис. 7, А, Б), которые наиболее типичны для островных дуг андийского и японского типов [33]. Вместе с тем, на диаграмме  $FeO^*/MgO-SiO_2$  (см. рис. 7, В) фигуративные точки составов этих пород располагаются в поле и следуют трендам типичным для вулканитов толеитовой серии.

Базальты – петрохимически сильно дифференцированные ( $Mg\# = 39.20$ ) породы, низкий уровень обогащения которых ( $MgO = 3.43$  вес. %)



**Рис. 11.** Диаграммы Zr/Y–Zr (а; [39]) и Ba/Nb–Th/Nb (б, [32]) для вулканитов различных толщ Паланского района. Диаграмма а, при составлении которой были использованы концентрации Zr и Y, полученные методом XRF, демонстрирует вероятное образование вулканитов Паланского района разных геолого-структурных позиций в результате различных степеней частичного плавления, обозначенных % истощенного источника мантии.

Диаграмма б демонстрирует принципиальную возможность объяснения вариаций Ba/Nb–Th/Nb отношений в вулканитах различных толщ Паланского района в результате смешения истощенного источника мантии с флюидами, источником которых служили осадки субдуцирующей плиты

не согласуется с присутствием в этих породах псевдоморфоз карбоната по оливину среди вкрапленников мафитовой ассоциации. Последнее в сочетании с двойственностью химизма и наличием в этих породах мафитовой ассоциации оливина + клинопироксена + кальциевого плагиоклаза + шпинели, не типичной для известково-щелочных пород, позволяет предполагать, что образование базальтов контролировалось не только процессом фракционной кристаллизации одного и того же исходного расплава. Тем не менее, особенности химизма данных базальтов позволяют предполагать их кристаллизацию из расплава или расплавов, отделившегося (ихся) от источника мантии, переработанного субдукционными процессами (рис. 12, см. рис. 9, а, б). Эти базальты обогащены крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, обнаруживают отрицательные аномалии Nb ( $Nb/Nb^* = 0.25$ ) – Ta ( $Ta/Ta^* = 0.31$ ), Zr–Hf и Ti (см. рис. 12, а). Умеренно дифференцированное распределение тяжелых РЗЭ ( $(Gd/Yb)_N = 1.48$ , см. рис. 12, аа), видимо, указывает на отделение родоначального расплава от шпинелевого перидотита, а повышенные значения U/Nb (0.21) отношения в сочетании с высокими уровнями накопления крупноионных литофилов позволяют предполагать обогащение источника расплава этими компонентами в результате взаимодействия мантийных перидотитов с флюидами, отделившимися от субдуцирующей плиты.

Андезидациты – металюминиевые ( $ASI = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)_{мол.кол-ва} = 0.81$ ) вулканиты, сходные по ряду параметров с кислыми магматическими породами *M-muna* ( $K_2O/Na_2O =$

$= 0.46$ ;  $K/Rb = 899$ ;  $Rb/Sr = 0.03$ ) [38], появление которых обычно связывают либо с фракционной кристаллизацией основного расплава мантийного происхождения, либо с анатектическим плавлением вулканитов или метавулканитов океанической или островодужной природы, например, [22]. Принципиально сходные спектры распределения рассеянных элементов в изученных вулканитах основного и кислого составов при более низком уровне накопления всех высокозарядных, в том числе и редкоземельных, элементов в андезидацитах по сравнению с базальтами и при равном уровне накопления крупноионных литофилов в этих породах (см. рис. 12, а) в целом не противоречат возможности образования изученных андезидацитов и базальтов в результате фракционной кристаллизации базитового расплава при условии изоляции из него роговой обманки и плагиоклаза [2] – минеральной ассоциации, присущей изученным андезидацитам.

Вместе с тем, петрографические исследования показали, что андезидациты содержат вкрапленники и гломеропорфировые срастания плагиоклазов, клинопироксенов и псевдоморфоз по оливину, типичные для оливин-клинопироксен-плагиоклазовых сериально-порфировых базальтов. Эти вкрапленники и срастания могут быть как ксеногенного, так и реститового происхождения; и это позволяет предполагать, что андезидациты могли возникнуть в результате анатектического плавления оливин-клинопироксен-плагиоклазовых сериально-порфировых базальтов.

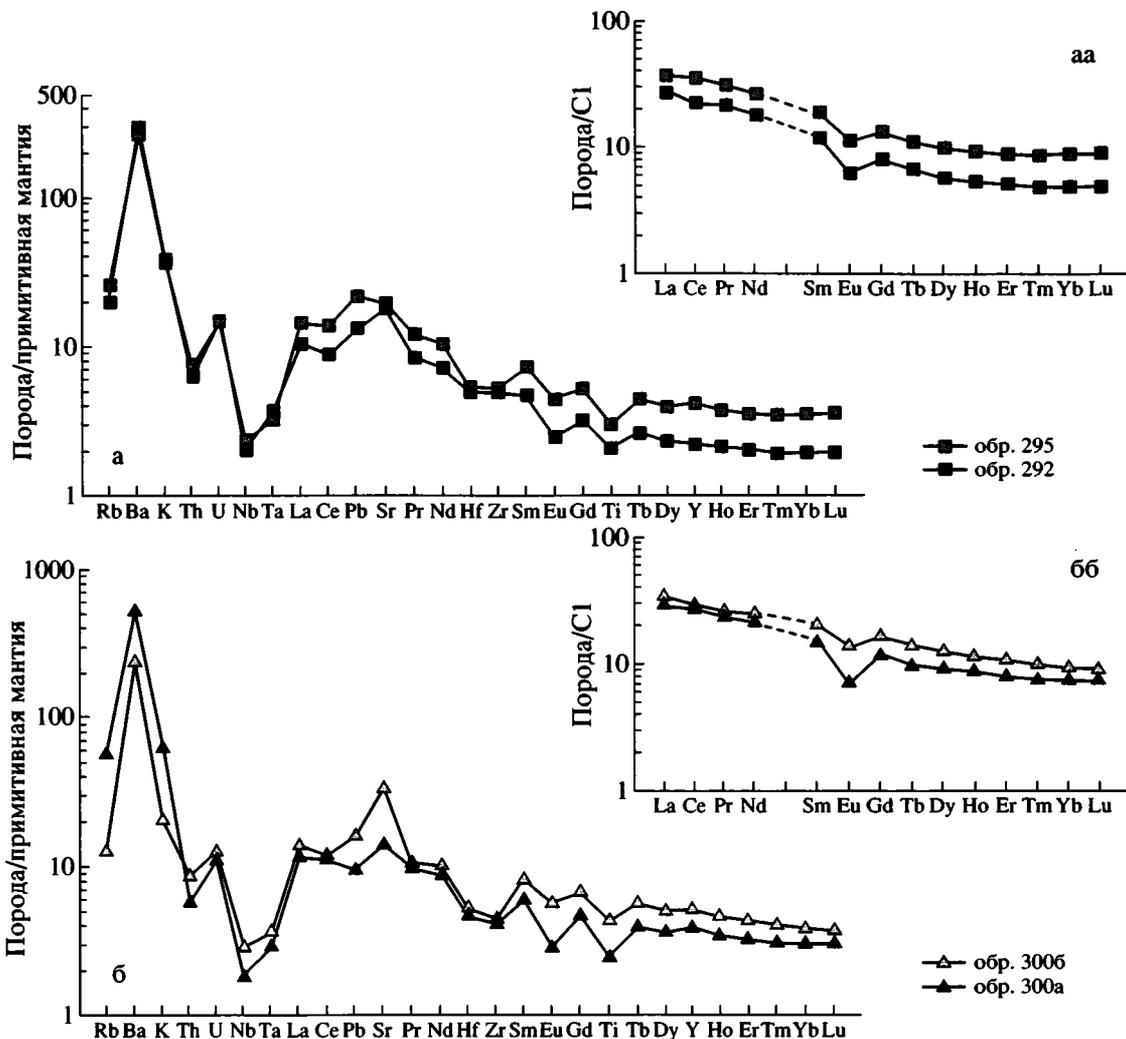


Рис. 12. Многоэлементные диаграммы (а, б) и спектры РЗЭ (аа, бб) для: а и аа – базальта и андезидацита из обломков лавабрекчий, слагающих тектонические чешуи среди образований вулканогенно-обломочного комплекса; б и бб – базальта и андезибазальта из олистолитов обломочно-олистостромового комплекса. Нормирование проводилось по примитивной мантии [24] и хондриту (C1) [42]

### Олистолиды вулканитов обломочно-олистостромового комплекса

Изученные олистолиды представлены однотипными *клинопироксен-плаггиоклазовыми порфиоровыми базальтами*. Это – умеренно дифференцированные породы ( $Mg \# = 54.38-47.58$ ), сопоставимые по уровню накопления суммы щелочей и  $K_2O$  с субщелочными вулканитами известково-щелочной серии (см. рис. 7, А, 7, Б). Особенности химизма этих базальтов позволяют предполагать образование индивидуальных образцов из разных порций расплава, отделявшихся от одного и того же источника мантии или источников сходного состава в результате различных степеней их плавления (см. рис. 11, а). Это согласуется с понижением уровня накопления

литофильных элементов по мере возрастания магнезиальности пород. Источник расплава клинопироксен-плаггиоклазовых базальтов испытал преобразования при метасоматозе мантийного клина под воздействием субдукционных процессов: изученные породы обогащены крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, обнаруживают отрицательные аномалии Nb ( $Nb/Nb^* = 0.22-0.26$ ) – Ta ( $Ta/Ta^* = 0.33-0.35$ ), Zr–Hf и Ti (см. рис. 12, б). Умеренно фракционированное распределение легких ( $(La/Yb)_N = 3.65-3.93$ ) и тяжелых ( $(Gd/Yb)_N = 1.56-1.75$ ) РЗЭ (см. рис. 12, бб) может рассматриваться как индикатор отделения родоначального расплава от шпинелевого перидотита, возможно, с незначительной добавкой осадочного материала.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Как показали проведенные исследования, вулканиты, входящие в состав различных структурно-вещественных комплексов верхнемеловых отложений Паланского района, по-видимому, были сформированы в пределах островной дуги (назовем ее Паланская). Они обнаруживают признаки кристаллизации из расплавов, отделявшихся от источников деплетированной мантии, переработанных субдукционными процессами.

Анализ уровня обогащения и вариаций элементов-примесей позволяет предполагать, что источники расплавов вулканитов были обогащены крупноионными литофилами. Обогащение источников расплавов, видимо, было результатом реакционного взаимодействия шпинелевых перидотитов приблизительно равной степени истощенности высокозарядными элементами с флюидами, отделявшимися от субдуцирующей плиты. Возможно также, что источники содержали небольшую примесь осадочных пород. Эти данные позволяют предполагать формирование базальтов низко- $Ti$  шошонитовой и известково-щелочной серий в пределах сегмента островодужной системы, характеризовавшегося близкими условиями магмогенерации при субдукционных процессах.

Вместе с тем, различный уровень обогащения изученных базальтов из разных толщ Паланского района щелочными элементами (в первую очередь,  $K_2O$ ) и  $FeO$ , видимо, указывает на различные глубины магмогенерации расплавов. Это позволяет предполагать пространственную разобщенность продуктов шошонитового и известково-щелочного магматизма в пределах островной дуги и их последующее тектоническое совмещение в единую покровно-складчатую структуру.

Судя по определениям возраста пород кремнисто-вулканогенного комплекса, Паланская островная дуга и субдукция под нее были активны уже в сантоне. По данным Д.А. Курилова [16], возраст островной дуги может быть значительно древнее – от поздней юры до позднего мела (возраст толщ ПД с олистолитами магматических островодужных пород). Палеомагнитные данные показывают, что в сантоне–кампане дуга была в конце тридцатых–начале сороковых градусов северной широты. Одновозрастные островодужные толщ Восточной Камчатки и Южной Кореи в это же время располагались севернее [13]. Комплекс фораминифер, выделенный из толщ Паланской дуги, показал, что дуга находилась в пределах умеренно теплой зоны (13–17°C) [7].

Толщ кремнистого комплекса накапливались с коньяка, а, может быть, даже с альба по ранний маастрихт и, вероятно, являлись в различной степени удаленными от островодужного сооружения

частями окраинноморского бассейна, отделяющего островную дугу от материка [13, 14, 28].

Обломочные олистостромовые толщ, судя по их возрасту, составу олистолитов и структурному положению, образовывались при разрушении толщ кремнистого и кремнисто-вулканогенного комплексов во время формирования покровно-складчатой структуры Паланского района.

Формирование геологической структуры Паланского района происходило в несколько этапов.

Наиболее ранние процессы, приводящие к разрушению кремнистых и вулканических пород, накапливавшихся в островной дуге или задуговом бассейне, по-видимому, начались в сантоне (возможно, в поздней юре–раннем мелу? по [16]). Они отразились в формировании кремнистой толщ с многочисленными обломками кремней, яшм и базальтов, подстилающей обломочную толщу (толща ПД).

Вероятно, в маастрихте началось накопление терригенных обломочно-олистостромовых толщ лавинного происхождения, вероятно, во фронте надвигов.

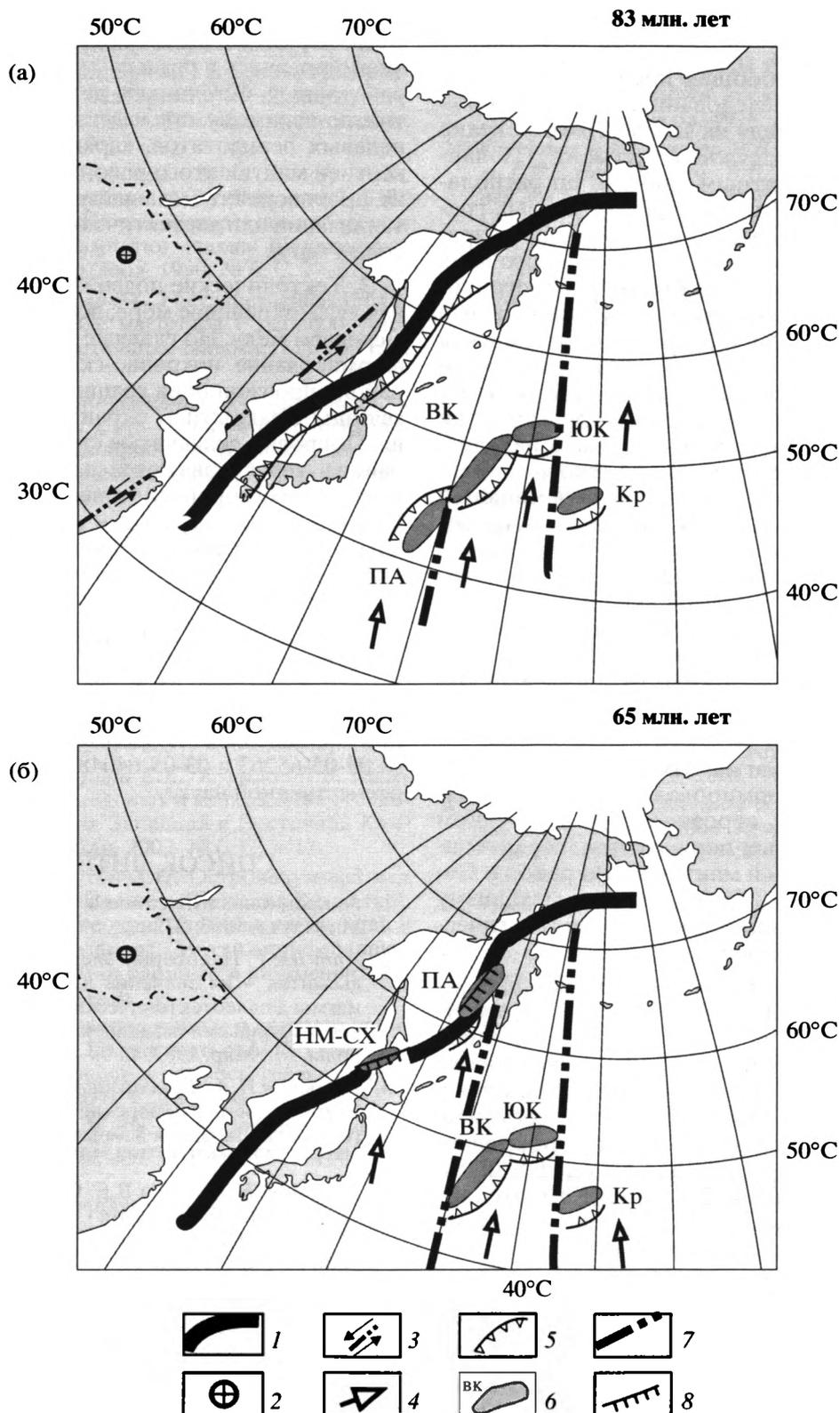
Видимо, вскоре после начала накопления терригенных толщ (их мощность не превышает 30 м), в позднем маастрихте они еще в не литифицированном состоянии были с востока или юго-востока перекрыты пластиной ВП (см. район 3 на рис. 2). Надвигообразование протекало с левосторонней сдвиговой компонентой.

По-видимому, в это же время или чуть позже в покровно-складчатые деформации были вовлечены основные массивы кремнисто-вулканогенного комплекса. Деформации протекали в менее пластичных условиях (надвиговые зоны маркируются мощными зонами дробления и катаклаза) и характеризуются западной вергентностью с левосторонней сдвиговой компонентой.

Позднемеловой этап покровно-складчатых деформаций завершился в палеоцене накоплением мощных толщ конгломератов усть-анадырской свиты и лав кахтанского комплекса.

На границе палеоцена и эоцена произошел новый этап деформаций, вероятно, связанный с формированием структуры Восточной Камчатки [1]. В результате палеоценовые толщ Западной Камчатки, включая Паланский район, были смяты в основном в простые складчатые формы. Завершение деформаций, связанных с этим тектоническим импульсом, произошло к среднему эоцену.

В среднем эоцене началось излияние наземных окраинно-континентальных [18] вулканитов кинкильской свиты и накопление морских осадочных толщ снатольской свиты, которые залегают на более древних комплексах с размывом и угловым несогласием. Вероятно, в миоцене эти толщ были, в свою очередь, деформированы и с



**Рис. 13.** Палеорекострукции северо-западной части Тихоокеанского региона для начала кампана (А), для конца маастрихта (Б)

1 – континентальная окраина Евразии; 2 – полюс вращения Евразии; 3 – сдвиги; 4 – направление движения Тихоокеанских плит; 5 – зоны субдукции; 6 – островодужные сегменты; 7 – трансформные разломы; 8 – надвиги; НМ-СХ, Па, ВК, ЮК, Кр – Хоккайдо-Сахалинский [4], Паланский, Восточно-Камчатский, Южно-Корякский и Кроноцкий островодужные сегменты, соответственно

размывом перекрыты миоценовыми конгломератами и песками.

Таким образом, обобщая приведенные выше результаты наших исследований, можно утверждать, что в позднем мелу на западе Тихого океана существовал островодужный сегмент (Паланский). По палеомагнитным данным, он располагался в конце тридцатых–начале сороковых градусов северной широты, южнее, чем одновозрастные островодужные толщи более восточных районов Камчатки и юга Корякии (Восточно-Камчатский и Южно-Корякский островодужные сегменты, по [13], или Озерновско-Валагинская дуга, по [1]). Эти сегменты располагались на сороковых – пятидесятых широтах [13]. Как отмечалось выше, в современной структуре Камчатки комплексы пород Паланского сегмента находятся западнее толщ Восточно-Камчатского сегмента. Анализ различных вариантов перемещений Паланского и Восточно-Камчатского островодужных сегментов до их коллизии с северо-восточной частью Евразии продемонстрировал, что такое характерное расположение островодужных комплексов в структуре Камчатки могло сформироваться только при перемещении островодужных сегментов в субсеверном направлении с рассчитанных палеоширот и долготы, приблизительно соответствующей 160° з.д. (рис. 13).

Островодужные магмы Паланского островодужного сегмента формировались в разных мантийных источниках, вероятно, при частичном плавлении шпинелевых перидотитов, характеризующих состав верхней мантии этого района. Состав эффузивов не противоречит механизму фракционной кристаллизации или анатектического плавления базитовых магм.

На границе мела и палеогена произошла коллизия Паланского сегмента с Евразией. Вероятно, она протекала в условиях левосторонней транспрессии. В результате были тектонически совмещены толщи, накопившиеся в различных частях Паланского островодужного сегмента. В раннем эоцене сформированная покровно-складчатая структура еще раз была деформирована во время коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента, а в миоцене – Кроноцкого островодужного сегмента [1].

## ВЫВОДЫ

1. В геологической структуре Паланского района участвуют верхнемеловые (редко нижнемеловые) комплексы пород, сформированные в условиях островной дуги и окраинного моря.

2. Исследованные вулканические породы повышенной щелочности (шошонитовой) и известково-щелочной островодужных серий накапливались в пределах единой островной дуги (Паланской), на

разных глубинах и, вероятно, в различных латерально разобщенных районах этой дуги. Они формировались в разных метасоматически переработанных источниках деплетированной мантии, по-видимому, при частичном плавлении шпинелевых перидотитов, характеризующих состав верхней мантии этого района. Состав эффузивов не противоречит механизму фракционной кристаллизации или анатектического плавления базитовых магм.

3. Тектонические подвижки в системе островная дуга–окраинное море, по-видимому, начались в среднем мелу. Но главные деформации пород и формирование покровно-складчатой структуры района произошли на границе мела и кайнозоя и связаны с закрытием окраинноморского бассейна. Покровно-складчатые структуры Паланского района характеризуются западной вергентностью с левосторонней сдвиговой компонентой. В кайнозое на территории района фиксируются еще несколько этапов деформаций, отражающих аккреционные процессы в более восточных районах Камчатки.

Авторы статьи благодарят Н.А. Богданова, инициатора геологических исследований на Западной Камчатке, И.А. Басова за определение фораминифер. Исследования были проведены при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 03-05-65263 и 03-05-64048, и фонда содействия отечественной науке.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. *Арт Дж.Г.* Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий / Ред. Ф. Баркер // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99–117.
3. *Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С. и др.* Средне-верхнеюрские радиоларии Омгонского хребта (Западная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С. 344–347.
4. *Богданов Н.А., Хаин В.Е.* Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 87 с.
5. *Болотникова М.Д.* Палинокомплекс хулгунской свиты Тигильского опорного разреза (Западная Камчатка) // Палеоботаника на Дальнем Востоке / Отв. ред. Красилов В.А. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, Биолого-почвенный институт. 1977. С. 38–44.
6. *Братцева Г.М.* Палеоценовая палинофлора Камчатки // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР / Отв. ред. П.П. Тимофеев, Ю.Б. Гладенков. М.: Наука, 1988. С. 149–153.
7. *Вишневская В.С., Басов И.А., Курилов Д.В.* Радиоларии и планктонные фораминиферы коньяка-

- сантона западной Камчатки // *Современные вопросы геологии*. М.: Научный мир, 2003. С. 308–312.
8. *Гзовский М.В.* Тектонофизика и проблемы структурной геологии // *Материалы Международного геологического конгресса. Доклады советских геологов*. 1960 г. С. 1–31.
  9. *Гладенков Ю.Б., Челебаева А.И., Шанцер А.Е., Братцева Г.М., Олейник А.Э., Полянский Б.В., Синельникова В.Н.* Палеоген морского побережья северо-западной Камчатки (залив Шелихова) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1990. № 6. С. 77–87.
  10. *Демидов Н.Т., Сулима Г.С.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Лист О–57–Х.ХI. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 99 с.
  11. *Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И.* Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // *Геотектоника*. 1994. № 1. С. 81–96.
  12. *Кепежинкас П.К., Кравченко-Бережной И.Р., Гулько Н.И.* Кайнозойский шошонитовый магматизм северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий // *Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы*. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98–114.
  13. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и юга Корякии. М.: Научный мир, 2003. 255 с.
  14. *Коваленко Д.В., Чернов Е.Е., Курилов Д.В.* Палеомагнетизм позднемиловых и кайнозойских геологических комплексов Западной и Восточной Камчатки // *Физика Земли*. 2002. № 6. С. 1–17.
  15. *Кузьмичев А.Б., Сухов А.Н.* Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): строение разреза и геодинамические спекуляции // *Исследования литосферы. Матер. конференции*. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С. 33–36.
  16. *Курилов Д.В.* Некоторые данные о возрасте кремнистого комплекса Паланского района (Западная Камчатка) // *Современные вопросы геотектоники*. М.: Научный мир, 2001. С. 142–146.
  17. *Муди Дж.Д., Хилл М.Дж.* Сдвиговая тектоника // *Вопросы современной зарубежной тектоники*. М.: ИЛ, 1960. 333 с.
  18. Нижний палеоген западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события) / Ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1997. 366 с.
  19. Опорный разрез морского палеогена севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия. Магадан: СВК НИИ ДВО РАН, 1994. 64 с.
  20. *Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н.* Возраст докайнозойских комплексов района поселка Палана (Западная Камчатка) // *Исследования литосферы*. М.: ИЛРАН, 2000. С. 42–45.
  21. *Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н.* Строение и возраст осадочно-вулканогенных мезозойских отложений Паланского разреза (Западная Камчатка) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2003. Т. 11. № 3. С. 74–91.
  22. *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 545).
  23. Систематика магматических горных пород // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1978. № 5. С. 17–25.
  24. *Соловьев А.В., Ландер А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В., Гарвер Дж.И.* Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // *Современные вопросы геотектоники*. М.: Научный мир, 2001. С. 35–40.
  25. *Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации и методики их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
  26. *Федорчук А.В., Извеков И.Н.* Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // *Изв. РАН. Сер. геол.* 1992. № 12. С. 147–151.
  27. *Фрадкина А.Ф.* Палиностратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. Новосибирск, 1995. 82 с. (Тр. ОИГГиМ; Вып. 806).
  28. *Чернов Е.Е.* Тектоническая интерпретация палеомагнитных данных по мезозойским и кайнозойским комплексам Западной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва: ИЛСАН, 2002. 24 с.
  29. Эоцен западной Камчатки / Ред. Ю.Б. Гладенков. М.: Наука, 1991. 181 с.
  30. *Bloomer S.H., Stern R.J., Fisk E., Geshwind C.H.* Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana Arc. 1. Mineralogic and Major and Trace Element Characteristics // *Journal of Geophysical Research*. 1989. Vol. 94. P. 4469–4496.
  31. *De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  // *Geophysical Research Letters*. 1976. Vol. 3. P. 743–746.
  32. *Hochstaedter A., Gill J., Peters R., Broughton P., Holden P.* Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab // *Geochemistry, geophysics, geosystems*. 2001. Vol. 2. 44 p.
  33. *Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer, 1981. 254 p.
  34. *Hofmann A.W.* Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. Vol. 90. P. 297–314.
  35. *Lin P.-N., Stern R.J., Bloomer S.H.* Shoshonitic volcanism in the northern Mariana Arc: 2. Large ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs // *Journal of Geophysical Research*. 1984. Vol. 94. P. 4497–4514.
  36. *Mackenzie D. E.* Nature and origin of late Cenozoic volcanoes in western Papua New Guinea volcanism in Australasia / Ed. Johnson R.W. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 221–238.
  37. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American Journal of Science*. 1974. Vol. 274. P. 321–355.
  38. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

39. *Pearce J.A., Norry M.G.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. Vol. 69. P. 33–47.
40. *Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976. Vol. 58. P. 63–81.
41. *Rogers N.W., Setterfield T.N.* Potassium and incompatible-element enrichment in shoshonitic lavas from the Tavua volcano, Fiji // *Chem. Geol.* 1994. Vol. 118. P. 43–62.
42. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins / Eds Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. Spec.* 1989. Publ. № 42. P. 313–345.
43. *Wood D.A.* The application of the Th – Hf – Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing of the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. Vol. 50. P. 11–30.

*Рецензенты: С.В. Руженцев,  
М.Н. Шапиро, Е.А. Константиновская*

## Lithotectonic Complexes and Tectonic Evolution of the Palana Island Arc, Western Kamchatka

**D. V. Kovalenko<sup>1</sup>, G. V. Ledneva<sup>2</sup>, V. S. Vishnevskaya<sup>2</sup>, T. B. Bayanova<sup>3</sup>,  
E. E. Chernov<sup>1</sup>, and D. A. Lopatina<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: Dmitry@igem.ru*

<sup>2</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

<sup>3</sup>*Geological Institute, Kola Scientific Center, Russian Academy of Sciences, ul. Fersmana 14, Apatity, 184209 Russia*

**Abstract**—New data on the geological structure, age, and composition of rock sequences in Western Kamchatka (the Palana area) are discussed. It has been established that the geological structure of the Palana area is composed of the Upper Cretaceous (occasionally, Lower Cretaceous) rock complexes formed in island-arc and marginal-sea settings. The studied volcanic rocks of the shoshonitic and calc-alkaline island-arc series accumulated in a common Palana island arc at different depths and, presumably, in laterally isolated areas. They were derived from several depleted and then metasomatically reworked mantle sources likely by partial melting of spinel peridotites that occurred in the upper mantle beneath this region. The composition of volcanic rocks is consistent with the fractional crystallization or anatectic melting of basic magmas. Tectonic movements in the island-arc/marginal-sea system apparently started in the mid-Cretaceous, although the main deformation and development of the fold–thrust structure took place at the Cretaceous–Cenozoic boundary in response to the closure of the marginal sea. The fold–thrust structure of the Palana area is characterized by western vergence with a sinistral strike-slip component. The Cenozoic was marked by several deformation stages that reflect accretionary processes in the easterly areas of Kamchatka.

## НОВАЯ КНИГА ПО ИСТОРИИ ГЕОЛОГИИ

© 2005 г. В. Е. Хаин<sup>1</sup>, А. Г. Рябухин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, 119117, Москва, Пыжевский пер., 7

<sup>2</sup>Геологический факультет МГУ, 119234, Москва, Воробьевы горы, 1

Поступила в редакцию 30.03.2005 г.

В 2003 г. Американское геологическое общество выпустило в свет книгу известного турецкого геолога А.Дж. Шенгёра “Крупные длинноволновые деформации литосферы: материалы к истории эволюции идей от ранних времен до тектоники плит” (Sengör A.M.G. The large-wavelength deformations of the lithosphere: Materials for a history of the evolution of thought from the earliest times to plate tectonics. The Geological Society of America. Memoir 196. Boulder, Colorado, USA, 2003. 347 p.). Автор монографии – профессор Стамбульского университета, геолог, тектонист, специалист по истории геологии. В нашей стране широко известна монография “Орогенез”, где Дж. Шенгёру принадлежит развернутый исторический обзор развития геологии, в котором проводится мысль о том, что теория тектоники литосферных плит – абсолютно новая в истории геологии концепция, хотя ее появление подготовлено всей историей развития геологической науки: от классических теорий орогенеза 19-го века до мобилистских воззрений первой половины 20-го столетия.

Книга посвящается памяти нашего соотечественника профессора В.В. Белоусова, который при личном общении как ученый и человек произвел неизгладимое впечатление на автора. Во вступительном разделе, обращаясь к потенциальным читателям своей книги, он пишет, что пытался отразить не философские аспекты появления и забвения той или иной теории горообразования, а показать, кто и как создавал их, в каких условиях и обстоятельствах зрела та или иная концепция, ее истоки. Автор выбирал наиболее яркие, значимые персонажи каждой эпохи, старался отразить не только их вклад в развитие науки, но и дать представление о личности каждого из них. Чувствуя субъективность своей оценки, автор, как правило, обращается к анализу современных представлений геотектоники по тем или иным проблемам и предупреждает читателя, что изложенный материал – это не история, а лишь данные к написанию истории. Книга состоит из 16 глав, каждая из которых проиллюстрирована фотографиями

ученых, оригинальными рисунками, картами, фотографиями “ключевых” геологических объектов, изучение которых оказало решающее влияние на становление геологической мысли. В конце книги дана исчерпывающая библиография, в которой имеется много ссылок на наших отечественных авторов, и авторский указатель. Особую ценность имеют сноски и пояснения автора, которые занимают большой объем книги и во многом помогают восприятию материала.

Говоря о крупных длинноволновых деформациях, автор понимает неоднозначность термина, поскольку в книге идет речь о структурах различного масштаба. С одной стороны, это структуры размерами от 100 до 1000 км, созданные эпейрогеническими колебаниями, о которых в 80-х гг. 19-го века писал американский геолог Г.К. Гильберт для обозначения движений, образующих континенты и океаны, механизм реализации которых основывался на идеях теории изостазии К.Э. Даттона. С другой стороны, пользуясь современной терминологией, автор относит к этим структурам широкий диапазон внутриплитных деформаций, и не случайно последняя 15-я глава книги посвящена канадскому геофизику Дж.Т. Вилсону, его идеям о горячих точках, разномасштабных мантийных плюмов, которые, наряду с механизмом тектоники литосферных плит, положены в основу современных геодинамических моделей.

В целом в работе дается описание истории становления идей о формировании лика Земли в различные периоды развития геологии. При изложении материала автор непосредственно не опирается на периодизацию истории геологии, но она незримо присутствует уже в заглавии и посвящении книги, поскольку появление теории тектоники литосферных плит – новый этап развития теоретической геологии, до этого же основные достижения геологии 20-го столетия были связаны с учением о геосинклиналях, одним из безусловных теоретических лидеров которого, начиная с 50-х гг., был профессор В.В. Белоусов.

Первые главы (2–7) отражают донаучный этап развития геологии. Автор в табличной форме демонстрирует развитие и накопление первичных геологических знаний ранних этапов становления человеческой цивилизации, анализирует достижения натурфилософов античности, которые в той или иной форме упоминали о разномастных движениях поверхности Земли. Наблюдения древних ученых были ограничены очень незначительной территорией культурного мира того времени, у них не могло сложиться сколь угодно цельного представления о природных процессах, и объяснение их носило, как правило, мифологический характер. Вслед за древней эпохой наступило Средневековье, живая научная мысль с трудом пробивала себе дорогу. Ранее высказанные идеи об изменениях лика Земли оказались продуктивными и, как пишет автор, были использованы естествоиспытателями того времени (аль-Бируни, Ибн Сина и др. – в Средней Азии, Ж. Буриданом, Альбертом Саксонским и др. – в Европе). После некоторого перерыва, приходящегося на Средние века, в истории Западной Европы наступает великий перелом – эпоха Возрождения, которая определила поступательное движение науки. В 15–16-ом вв. наиболее значимыми для дальнейшего развития геологии, по мнению автора, были исследования Георга Бауэра (Агриколы), С. Мюнстера, Г. Меркатора, чьи идеи в области рудной геологии, о характере и причинах движений земной коры оказали влияние на мировоззрение естествоиспытателей центральной Европы в 17–18-ом вв. (Н. Стенон, Р. Гук, Г.Х. Фюксель, А. Вернер и др.).

Говоря о геологии донаучного этапа, автор искусственно выделяет ростки геологических знаний из общей суммы представлений о нашей планете, пытается установить определенную взаимосвязь идей во времени, находя отголоски ранее высказанных гипотез, начиная с античности, в трудах исследователей более поздних эпох. Но даже в эпоху Возрождения труды ученых, которые были ближе всего к современной науке (Н. Коперник, Р. Декарт, Н. Стенон, Г. Лейбниц и многие другие.), не были поняты современниками. Геология находилась на стадии собирания отдельных фактов, если и присутствовало какое-либо теоретизирование, то оно, как правило, повторяло концептуальные положения непутизма и плутонизма. Естествоиспытатели видели в горных сооружениях скорее непонятный хаос, нежели какую-либо закономерность, понятие “складка” слоев появилось в самом конце 18-го века. В связи с этим очень важным является материал, изложенный в 8-ой главе книги, где автор обращает внимание на значение работ А.Л. Моро, Дж. Хаттона и Дж. Плейфера. В трудах этих уче-

ных изменения рельефа, формирование горных сооружений увязывались с эндогенной активностью Земли. Это способствовало становлению первой общепризнанной теоретической модели горообразования – гипотезы кратеров поднятия, сформулированной Л. Бухом в первой половине 19-го века, согласно которой все наблюдаемые вблизи поверхности Земли явления: поднятия, смещения и смятия слоев – вызваны непосредственным воздействием на них магматических пород.

В 9-ой главе показано, что гипотеза кратеров поднятия, а также биостратиграфический метод В. Смита ознаменовали начало нового, научного, этапа развития геологии. Несмотря на критику Ч. Ляйеля, гипотеза была поддержана А. Гумбольдтом и другими видными геологами. Дж.Р. Скроп пытался развить ее, считая первичными собственно поднятия, а вулканизм, по его мнению, являлся самостоятельным вторичным эндогенным процессом, следующим вслед за поднятием. Дж. Дена в своих ранних работах (1846) считал, что теория кратеров поднятия находит подтверждение при изучении Луны. Именно с этого момента развития геологии, по мнению автора, начинается планомерное изучение крупных длинноволновых деформаций земной коры, а вторая половина 19-го столетия является определяющей в развитии представлений о них. Ключевой фигурой этого периода автор считает французского геолога Эли де Бомона. Будучи сторонником гипотезы кратеров поднятия, пытаясь развить и придать ей планетарный характер, Эли де Бомон выдвинул теоретическую модель, объяснявшую образование горных сооружений сжатием земной коры вследствие остывания и уменьшения объема внутренних оболочек Земли, получившую известность как гипотеза контракции. Гипотеза контракции подверглась уничтожающей критике Ч. Ляйеля в специальной главе третьего издания монографии “Основы геологии”. Однако представление о постепенном остывании Земли оказалось чрезвычайно плодотворным, равно как и мысль о том, что уменьшение ее внутреннего объема может периодически приводить к крупным деформациям коры и горообразованию. Это вполне вписывалось в общую струю эволюционистских воззрений второй половины 19-го века, и концепция быстро завоевала признание. Как пишет автор, именно в этот период теория приоритета вертикальных (радиальных) движений при горообразовании была трансформирована в теорию приоритета горизонтальных движений. Механизм латерального сжатия получил широкое одобрение и был успешно использован европейскими геологами при расшифровке геологического строения горных стран. Работы Эли де Бомона оказали большое влияние на фор-

мирование американский геологической школы. Автор считает, что идея учения о геосинклиналях была в полной мере сформулирована Эли де Бомоном еще в 1828 г. и предвосхитила представления американских геологов Дж. Холла и Дж. Дена.

Особый интерес представляет 12-ая глава, в которой приводятся данные изучения рельефа Северо-Американского континента, начиная со времен завоевания испанской конкисты до середины 19-го века, включая путешествия А. Гумбольдта. Глава иллюстрирована оригинальными географическими картами, топографическими профилями, первыми геологическими картами и разрезами на отдельные регионы и в целом на территорию США, изданными в 50–80-х гг. 19-го в. Отдельными приложениями представлена серия трансконтинентальных геоморфологических профилей. Эти данные были использованы американским геологом Г.К. Гильбертом для выявления крупных длинноволновых деформаций Северо-Американского континента. Американский геофизик К.Э. Даттон также использовал эти данные для опровержения теории контракции и на основании их анализа высказал идеи о примате вертикальных движений и тем самым, по мнению автора, предвосхитил теоретические модели тектогенеза 20-го столетия, предложенные Э. Хаарманом, Р. ван Беммеленом и В.В. Белоусовым. К работам К.Э. Даттона с симпатией относились его американские коллеги Г.К. Гильберт и Д. Пауэлл, но он не нашел сторонников среди европейских геологов, для которых, как пишет автор, возврат к “буховско-гумбольдтовской” модели казался невозможным, поскольку новые данные о покровном строении Альп полностью опровергали некогда считавшиеся эталонными построениями Б. Штудера.

Безусловным лидером европейских геологов конца 19-го–начала 20-го вв. автор считает выдающегося австрийского геолога Э. Зюсса, теоретические представления которого сохраняют свою силу и в настоящее время и позволяют называть его родоначальником современной глобальной тектоники. В 13-й главе дано изложение главных теоретических положений его монументального труда “Лик Земли”. Э. Зюсс никогда не верил в обширное первичное поднятие материковых массивов и построения Г.К. Гильберта, его концепцию эпейрогенеза, развитую позднее Э. Огом, увязывал с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Отрицательно он относился к идее о фиксированном положении континентов, полностью отрицал существование геосинклиналей. Э. Зюсс практически обосновал гипотезу контракции Эли де Бомона. Лейтмотивом его труда является мысль о том, что форми-

рование горных сооружений и возникающих при этом дислокаций вызвано тангенциальными напряжениями, связанными с неравномерным сокращением различных частей Земли. Вертикальные, или радиальные, движения вызывают изменения рельефа значительно меньших масштабов.

После Э. Зюсса в исследованиях проблем орогенеза произошел раскол. О. Амперер предложил в качестве источника сжатия при формировании покровно-складчатых сооружений механизм поддвига кратонов под геосинклинали при воздействии нисходящих подкоровых течений. Э. Арган полностью поддержал идеи Э. Зюсса и отрицал любые виды первичных вертикальных движений, считая, что между понятиями орогенез и эпейрогенез нет больших различий и все тектонические движения вызывались горизонтальными перемещениями в коре. Впоследствии он стал одним из приверженцев идей А. Вегенера. Г. Штилле воспринял от Э. Зюсса интерес к масштабным региональным исследованиям. Он разделил понятия эпейрогенез и орогенез, увязывая их со взглядами Эли де Бомона, когда эпохи длительного относительного покоя (эпейрогенез) сменялись мгновенными фазами горообразования (орогенез). Э. Хаарман отошел от теории контракции и стал сторонником приоритета вертикальных движений, позднее к нему примкнули М.М. Тетяев, В.В. Белоусов, Г. Клосс и др.

В заключительной 16-ой главе автор, подводя итог своим исследованиям, отмечает, что на современном этапе развития геологии наличие крупных длинноволновых деформаций можно считать доказанным. Вероятным источником их образования являются глубинные плюмы, влияние которых, очевидно, имело место на протяжении всей истории Земли. Подобные структуры привлекают внимание нефтяников, так как с ними связывают формирование осадочных бассейнов, интересны они и для тектонистов. Современные модели формирования подобных структур отличаются от представлений Э. Аргана и других исследователей прошлого, но это не должно нас смущать, как пишет автор, поскольку природа гораздо сложнее, чем мы думаем. На смену современным моделям, которые на сегодняшний день кажутся достоверными, придут новые модели, быть может, в чем-то повторяющие старые уже забытые представления. Новые модели тоже будут пересмотрены. Эта идея является лейтмотивом рецензируемой работы, с ней трудно не согласиться.

Значит ли это, что история геологии есть история ошибок, противоречий и заблуждений, сменяющих друг друга, одно за другим уходящих в забвение? Конечно, нет, наоборот, – это доказатель-

ство поступательного движения нашей науки к созданию более совершенной модели. Ж. Кювье считал, что фундамент науки зиждется на обломках старых теорий. Вероятно, в этом состоит логика развития геологических идей, когда каждая

парадигма отвечает общему уровню развития науки и культуры. Это удалось показать автору. Книга интересно написана, прекрасно издана, информативна и заслуживает внимания самого широкого круга читателей.

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 2005 г.

	№	С.
<i>Алексютин М.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Харберт В.</i> Новые палеомагнитные данные для аккреционных комплексов п-ова Тайгонос: палеотектонические следствия	3	38–52
<i>Вержбицкий Е.В., Непрочнов Ю.П.</i> Глубинное строение центральной части Индийского океана по геофизическим данным	3	53–65
<i>Гарагаиш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е.</i> Осадочные бассейны, связанные с трансформированной консолидированной корой: особенности современной структуры и механизм образования	6	32–41
<i>Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпки Ю.С.</i> Блоковые структуры и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS	5	3–19
<i>Глуховский М.Э.</i> Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии	6	3–18
<i>Ескин А.Е.</i> Микротектоника габброидов района Сьерра-Леоне (Срединно-Атлантический хребет, 5°–7° с.ш.)	4	77–91
<i>Забанбарк А., Конюхов А.И.</i> Перспективы нефтегазоносности континентальных склонов в Мировом океане: тектонический аспект	1	99–106
<i>Иванова Т.П., Трифионов В.Г.</i> Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона	1	64–77
<i>Иогансон Л.И.</i> Присдвиговые осадочные бассейны (бассейны pull-apart) (обзор литературы)	2	66–80
<i>Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф.</i> Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции	5	20–35
<i>Карякин Ю.В.</i> 38-ое Тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета при ОНЗ РАН	4	92–94
<i>Кириллова Г.Л.</i> Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность	5	62–82
<i>Кирмасов А.Б.</i> Карбонатные олистостромы, брекчии и меланжи Уакитской зоны (Байкальская складчатая область): структурная эволюция и механизмы образования	2	33–51
<i>Ключевский А.В.</i> Особенности современных геодинамических процессов в литосфере Байкальской рифтовой зоны	3	23–37
<i>Книппер А.Л., Шараськин А.Я.</i> Тектоническая расслоенность вдоль раздела кора–мантия в офиолитовых разрезах	1	6–16
<i>Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртого О., Антипин В.С., Ковач В.П., Котов А.Б., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю.</i> Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия)	4	55–76
<i>Коваленко Д.В., Леднева Г.В., Вишневская В.С., Баянова Т.Б., Чернов Е.Е., Лопатина Д.А.</i> Структурно-формационные комплексы и тектоническое развитие Паланской островной дуги (Западная Камчатка)	6	68–90
<i>Кононов Ю.С.</i> Крупный вклад в моделирование развития осадочных бассейнов	5	91–94
<i>Константиновская Е.А., Малавьев Ж.</i> Аккреционные орогены: эрозия и эксгумация	1	78–98
<i>Константиновская Е.А., Пейве А.А.</i> Тектоника и геодинамика на 32 сессии МГК, Флоренция, Италия (обзор)	1	107–112
<i>Копп М.Л.</i> Новейшие деформации Южного Урала и Мугоджар и их вероятное происхождение	5	36–61
<i>Леонов М.Г.</i> Вертикальная аккреция земной коры	4	25–43
<i>Лунина О.В.</i> Разрывные системы и поля напряжений южной части рифта Мертвого моря	2	52–65

	№	С.
<i>Миллер Ю.В., Байкова В.С., Арестова Н.А., Шулешко И.К.</i> Роль Хетоламбинского террейна в становлении и ранней истории развития Беломорского подвижного пояса	2	17–32
<i>Прилепин М.Т., Шевченко В.И.</i> Геодинамика Средиземноморья по данным GPS	6	19–31
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> 40 лет журналу “Геотектоника”	1	3–5
<i>Пуцаровский Ю.М., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г.</i> Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика)	2	3–16
<i>Пуцаровский Ю.М., Сколотнев С.Г.</i> Регионально-геологические исследования как основа тектонического районирования океанского дна	1	17–39
<i>Розен О.М., Манаков А.В., Суворов В.Д.</i> Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного кила	6	42–67
<i>Розен О.М., Щипанский А.А.</i> Тектоника и магматизм алмазоносных провинций Земли (рецензия на книгу “Тектоника и алмазоносный магматизм”)	3	94–96
<i>Русинов В.Л.</i> Зоны сдвиговых деформаций в литосфере и их роль в эндогенной активности Земли	3	66–79
<i>Хаин В.Е.</i> Проблема происхождения и возраста Южно-Каспийской впадины и ее возможные решения	1	40–44
<i>Хаин В.Е., Рябухин А.Г.</i> Новая книга по истории геологии	6	91–93
<i>Хераскова Т.Н.</i> Значение работ Н.С. Шатского по тектонике древних платформ и их нефтегазоносности в свете современных взглядов	4	3–24
<i>Чамов Н.П.</i> Тектоническая история и новая модель формирования Среднерусского авлакогена	3	3–22
<i>Шапиро М.Н.</i> О кинематике кампан-маастрихтских островных дуг Северо-Восточной Азии в свете результатов бурения на Императорском хребте	5	83–90
<i>Шараськин А.Я., Книппер А.Л.</i> Тектонические факторы формирования неоднородностей в составе деплетированной мантии	4	44–54
<i>Шипилов Э.В.</i> Тектоника и геодинамика формирования литосферы океанов: от простого к сложному	5	95–96
<b>Шолто В.Н.</b> Анализ палеотектонических реконструкций	3	80–93
<i>Ярмлюк В.В., Коваленко В.И., Наумов В.Б.</i> Геодинамика, потоки и рециклинг летучих компонентов между мантией и верхними оболочками Земли	1	45–63
Правила представления статей в журнал “Геотектоника”	4	95–96
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 2005 год	6	95–96

Сдано в набор 25.07.2005 г.

Подписано к печати 22.09.2005 г.

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

Цифровая печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 3.7 тыс.

Уч.-изд. л. 12.1

Бум. л. 6.0

Тираж 301 экз.

Зак. 734

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”

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

## 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 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 Российского 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\*

\* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке