

Номер 4

ISSN 0016-853X

Июль - Август 1998

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 4 1998 Июль–Август

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

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

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

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

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

Editorial board

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

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

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

Зав. редакцией **М.Н. Шуплецова**

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

Адрес редакции: 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

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

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1998 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 1998

Особенности строения литосферы Урала по результатам многоволнового глубинного сейсмического зондирования <i>С. Л. Костюченко, А. В. Егоркин, Л. Н. Солодилов</i>	3
Тектонический анализ рельефа геоида <i>Г. Ф. Уфимцев</i>	19
Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий в Байкальской рифтовой системе с событиями на юго-востоке Евразийской плиты <i>С. В. Рассказов, Н. А. Логачев, А. В. Иванов</i>	25
Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	41
Структуры и этапы эволюции вулканических островов и подводных гор тропической Атлантики <i>А. О. Мазарович</i>	53
Строение и развитие Алжирской части Сахарской плиты <i>В. Я. Коженев</i>	66
Глубинное строение и геодинамика тектонических структур Туркменистана и прилегающих областей по гравитационным данным <i>М. К. Кабан, М. Е. Артемьев, Д. И. Караев, А. П. Белов</i>	81

ХРОНИКА

Структурные парагенезы и их ансамбли (IV Всероссийский симпозиум по экспериментальной тектонике и структурной геологии; VI Всероссийская школа по структурному анализу кристаллических комплексов) <i>А. В. Лукьянов</i>	92
Совещание "Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты" <i>Ю. В. Карякин</i>	94

Contents

Vol. 32, No. 4, 1998

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

The Lithospheric Structure beneath the Urals: Evidence from Multiwave Deep Seismic Sounding <i>S. L. Kostiuhenko, A. V. Egorkin, and L. N. Solodilov</i>	3
Tectonic Analysis of the Geoid Topography <i>G. F. Ufimtsev</i>	19
Correlation of Late Cenozoic Tectono-Magmatic Events between the Baikal Rift System and the Southeastern Eurasian Plate <i>S. V. Rasskazov, N. A. Logachev, and A. V. Ivanov</i>	25
Tectonics and Geodynamics of South Atlantic Spreading Ridges <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	41
The Structure and History of the Volcanic Islands and Seamounts of the Tropical Atlantic <i>A. O. Mazarovich</i>	53
Structure and Evolution of the Algerian Part of the Sahara Plate <i>V. Ya. Kozhenov</i>	66
The Deep Structure and Geodynamics of the Tectonic Features in Turkmenistan and Adjucent Areas: Gravity Evidence <i>M. K. Kaban, M. E. Artemjev, D. I. Karaev, and A. P. Belov</i>	81

Chronicle

Structural Associations and Ensembles (IV All-Russia Symposium on Experimental Tectonics and Structural Geology; VI All-Russia Workshop on Structural Analysis of Crystalline Complexes) <i>A. V. Luk'yanov</i>	92
"Tectonics and Geodynamics: Global and Regional Aspects", 31st Conference of the Joint Tectonic Committee <i>Yu. V. Karyakin</i>	94

УДК 550.34/551.24(470)

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ УРАЛА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МНГОВОЛНОВОГО ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 1998 г. С. Л. Костюченко, А. В. Егоркин, Л. Н. Солодилов

Центр ГЕОН Министерства природных ресурсов России, Москва

Поступила в редакцию 17.03.97

Глубинные сейсмические исследования рефрагированными и широкоугольными отраженными волнами от взрывов и обменными волнами землетрясений, выполненные на территории Уральского складчатого пояса и окружающих его Тимано-Печорской плиты, Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты, послужили основой для сеймоплотностных построений и прогноза вещественного состава консолидированной коры по содержанию SiO_2 . Составлены опорные геолого-геофизические сечения и тектонические модели Приполярного, Среднего и Южного Урала, раскрывающие особенности эволюции орогенного сооружения. Охарактеризована линзовидно-слоистая структура земной коры. До глубин 10–25 км прослежено распространение горных ассоциаций основных структурно-тектонических элементов складчатой области. В средней части коры выделена зона субгоризонтального срыва амплитудой до 100–150 км, по которой произошло надвигание Западно-Сибирской литосферной пластины на восточный край европейских платформенных структур и, как следствие, формирование Уральского орогена. В нижних горизонтах коры распознаются элементы более ранней субдукции комплексов Уральского палеоокеана.

ВВЕДЕНИЕ

Уральский складчатый пояс разделяет крупнейшие осадочные бассейны Евразийского материка: к западу от него располагается Восточно-Европейская платформа и Тимано-Печорская плита, а на востоке – Западно-Сибирская плита. Глубинное строение Урала, генезис, эволюция и минерагеническая спецификация постоянно остаются объектами пристального изучения и дискуссий [6, 8, 9, 12, 15, 20].

С начала шестидесятых годов на территории Урала выполнено более шести тысяч километров профильных глубинных сейсмических наблюдений. Бурение сверхглубокой скважины, развертывание комплексной программы “Уралиды и Варисциды” в рамках проекта “Европроба” и отработка в южной части структуры регионального глубинного профиля “URSEIS-95” [22, 23] свидетельствует об актуальности уральской темы в настоящее время.

Центр региональных геофизических и геоэкологических исследований ГЕОН осуществляет изучение земной коры Уральского складчатого пояса и сопредельных с ним платформенных территорий с 1974 г. Проведено более 3.5 тыс погонных километров многоволновых глубинных сейсмических зондирований (МГЗ), получена информация до глубин 50–55 км, а на отдельных сечениях до 250–300 км. Работы выполнены (рис. 1) на Полярном Урале (профиль Воркута–Тикси, 1976 г.), Приполярном (профиль Мурманск–Кызыл, 1987 г.), в переходной области между Средним и Северным

(профили Костомукша–Семипалатинск, Нижний Тагил–Уренгой, 1990 г. и р. Малый Иж–р. Санкина, 1992 г.) и на Южном (профили Бузулук–Кушмурун, 1974 г. и Эмба–Колпашино, 1989 г.) участках Урала, а также на Пай-Хое (профиль Чешская губа–Пай-Хой, 1987 г.).

Трехкомпонентная регистрация смещений почвы и совместная интерпретация рефрагированных продольных (P) и поперечных (S), отраженных (P и S) и обменных волн, дополненные математическим моделированием многоволнового упругого поля, определяют полноту и степень надежности сейсмических результатов. Продольные и поперечные скорости внутрикоровых слоев получены по результатам обработки парных отраженных волн от их кровли и подошвы по методике А.В. Егоркина [4]. Геометрические и скоростные параметры среды были использованы для двумерного сеймоплотного моделирования. Решение прямой задачи гравиметрии осуществлялось по программе Г.Г. Ремпеля “Слой” в диалоговом режиме. Методика подбора включала в себя корректировку “нулевой” модели с начальными значениями плотностей консолидированной коры, рассчитанными по функциональной зависимости $\sigma = 2.7 + 0.25 (V_p = 6.0)$ Н.И. Павленковой [3]. Под границей Мохоровичича до условного опорного слоя на глубине 80 км значения подбирались с целью удовлетворения условию изостатического равновесия по А.Ш. Файтельсону [19]. Первоначальная плотность опорного слоя условно принималась равной 3.50 г/см^3 . Скорости P и S волн

послужили основой для прогноза вещественного состава недр по количественному содержанию SiO_2 . Для расчетов использовалась зависимость, составленная А.В. Егоркиным, учитывающая изменение термодинамических условий [5, 11]. Эти определения в геологическом аспекте имеют вероятностный характер, особенно для слабо- и среднетемпературных осадочных (некристаллических) комплексов. Принципиальным является то, что помимо возможной петрографической природы они отражают физические неоднородности среды по совокупному параметру продольных и поперечных упругих свойств ($V_p : V_s$) и несут информационную нагрузку для геологических реконструкций.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Глубинное строение Полярного Урала раскрывается по результатам ранних сейсмических исследований, выполненных в 1974 г., преимущественно методом обменных волн от землетрясений. Намечается субгоризонтальная внутренняя расслоенность с локальными инверсиями скоростей в интервале глубин 20–30 км [16].

Разрез Приполярного Урала аргументирован полным комплексом многоволновых зондирований и гравиметрического моделирования (рис. 2). Наблюдается слоистая структура с увеличением скорости Р волн с глубиной от 6.2 км/с до 7.25 км/с, S волн от 3.35 до 4.25 км/с и плотности от 2.6 г/см³ в кровле коры до 3.02 г/см³ в ее основании. Геофизические границы оконтуривают скоростные и плотностные неоднородности. В отдельных случаях они располагаются внутри крупных "физических полей", отражая их более тонкое строение: малоамплитудные изменения скоростных параметров, осредненные и не показанные на

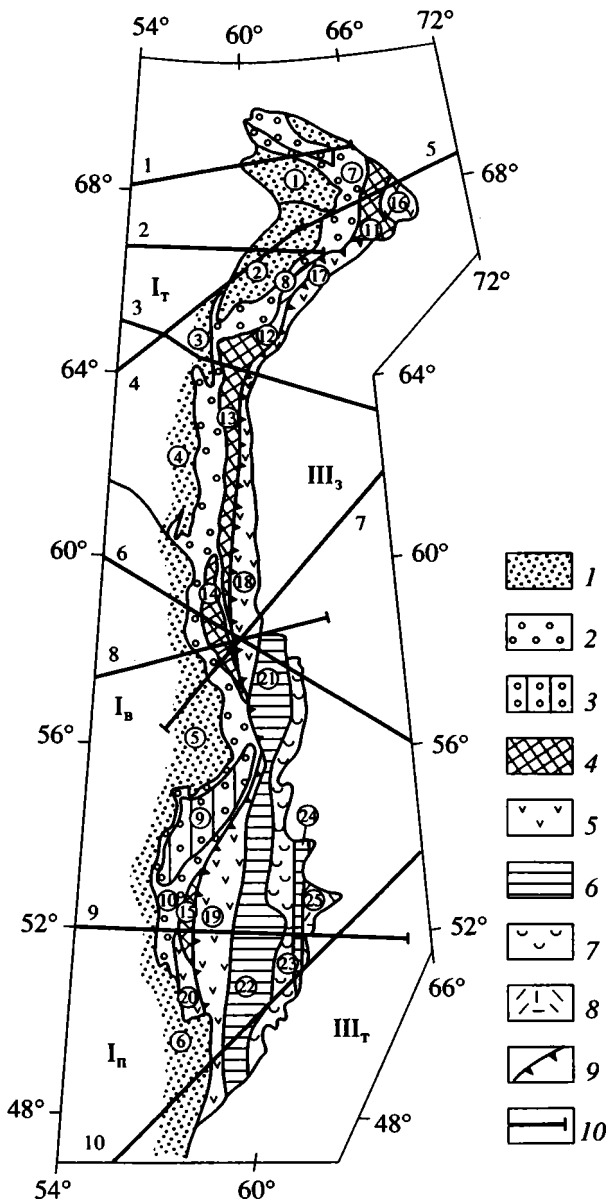


Рис. 1. Схема структурно-тектонического районирования Урала и сопредельных территорий с расположением глубинных сейсмических профилей МГЗ, выполненных Центром ГЕОН.

1–8 – основные структурные элементы и зоны по [8]: 1 – Предуральский краевой прогиб, 2 – Западно-Уральская, 3 – передовое Башкирское поднятие, 4 – Центрально-Уральских поднятий, 5 – Тагильско-Магнитогорская, 6 – Восточно-Уральских поднятий, 7 – Восточно-Уральская синклинирная, 8 – Тюменско-Кустанайская; 9 – Главный Уральский разлом; 10 – профили МГЗ: 1 – Чешская губа–Пайхой, 2 – Белое море–Воркута, 3 – Мурманск–Кызыл, 4 – Кинешма–Воркута, 5 – Воркута–Тикси, 6 – Костомукша–Семипалатинск, 7 – Нижний Тагил–Уренгой, 8 – р. Малый Иж–р.Санкина, 9 – Бузулук–Кушмурун, 10 – р. Эмба–Колпашево.

Римскими цифрами на схеме обозначены геологические провинции: I – Восточноевропейские платформенные: I_Т – Тимано-Печорская, I_В – Восточно-Европейская, I_П – Прикаспийская; II – Урал, III – Западно-Сибирские платформенные: III_З – Западно-Сибирская, III_Т – Тургайская. Цифрами в кружках обозначены: 1–6 – впадины Предуральского прогиба: 1 – Коротаинская, 2 – Костюго-Роговская, 3 – Большесынинская, 4 – Верхнепечорская, 5 – Юрюзано-Сылвенская, 6 – Бельская; 7–10 – структуры Пай-Хоя и Западно-Уральской зоны: 7 – Пай-Хойская, 8 – Лемвинская, 9 – Башкирский антиклинорий, 10 – Зилаирский синклиниорий; 11–15 – антиклинории Центрально-Уральской зоны поднятий; 11 – Харбейский, 12 – Полярно-Уральский, 13 – Северо-Уральский, 14 – Средне-Уральский, 15 – Уралтау; 16–20 – синклинии Тагильско-Магнитогорской зоны: 16 – Щучьинский, 17 – Войкарский, 18 – Тагильский, 19 – Магнитогорский, 20 – Сакмарская зона; 21–22 – элементы Восточно-Уральского антиклинория: 21 – Верхотурско-Салдинский, 22 – Мугоджарский; 23 – Восточно-Уральский (Аятско-Иргизский) синклиниорий; 24 – Зауральская антиклинирная зона; 25 – Тюменско-Кустанайская зона (Валерьяновский вулканический пояс).

окончательном разрезе; тонкослоистую с локальными инверсиями структуру; наличие участков с различными функциональными соотношениями скорости и плотности.

В верхней части коры на глубинах от 4–5 км под передовыми дислокациями западного склона Урала до 0.3–0.5 км в его центральной области трассируется региональная сейсмическая граница, под которой происходят контрастные вариации скорости продольных волн от 6.0 км/с до 6.4 км/с и поперечных волн от 3.35 до 3.75 км/с, а спектр плотностей охватывает практически весь коровый диапазон (от 2.6 г/см³ до 3.0 г/см³). По всей вероятности, на значительном своем протяжении граница маркирует гетерогенную поверхность докембрийских кристаллических и метаморфизованных комплексов. В Предуральском прогибе и под надвигами Западноуральской зоны прогнозируется продолжение под орогенную структуру рифейских толщ фундамента Тимано-Печорской плиты. Слагающие его породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации и характеризуются пониженными значениями скоростей ($V_p = 6.05$ км/с; $V_s = 3.4$ –3.6 км/с). Скорости Р волн 6.2–6.25 км/с, S волн 3.35–3.40 км/с и плотности около 2.7 г/см³ под центральным антиклинорием скорее всего отвечают метаморфизованным в амфиболитовой фации и интенсивно интродуцированным рифейскими гранитоидами протерозойским образованиям ядра Кожимского поднятия, обнажающимся на дневной поверхности в 30–40 км к северу от линии профиля [9]. К западу от Северо-Уральского антиклинория граница, по-видимому, не имеет конкретной геологической привязки. Приповерхностному выполнению Тагильского синклинория свойственны скорости Р волн 5.6–5.7 км/с и S волн около 3.2 км/с. Развитые в его пределах массивы ультраосновных и основных образований в упругом поле не проявляются вследствие применения региональной системы полевых наблюдений (шаг между пунктами регистрации сейсмических волн составлял около 10 км). В плотностном разрезе они маркируются локальными телами с плотностью 2.9–3.0 г/см³. Выделяются два объекта с горизонтальными размерами по линии профиля около 20 и 10 км. Глубина их субвертикального проникновения в кору оценивается до 15–25 и 7 км соответственно. Вулканогенно-осадочные толщи синклинория на глубинах от 1.0 до 3.0 км подстилаются высокоскоростными ($V_p = 6.25$ –6.3 км/с; $V_s = 3.7$ км/с) породами, вероятно, кристаллического типа. В пределах Западно-Сибирской плиты под гетерогенными палеозойскими комплексами со скоростями продольных волн 5.65–5.7 км/с и поперечных – 3.2 км/с залегают породы с физическими свойствами, соответственно 6.2, 3.7 км/с и плотностью 2.77–2.79 г/см³. Они достаточно уверенно могут быть отождествлены с верхнепротерозойскими гранито-гнейсовыми образованиями подоб-

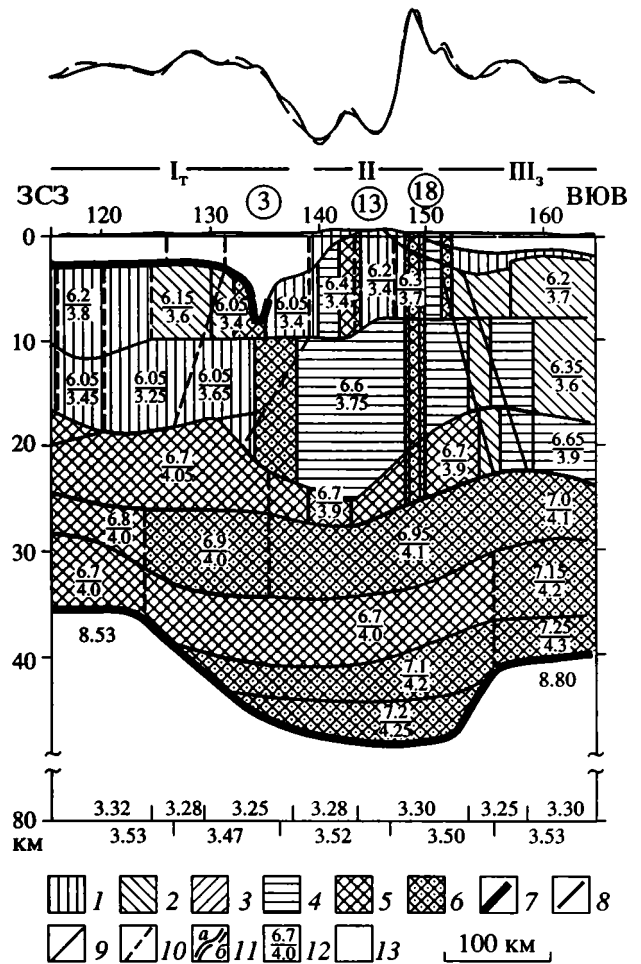


Рис. 2. Комплексный глубинный разрез Приполярного Урала по профилю МГЗ Мурманск–Кызыл.

1–6 – плотностные параметры г/см³: 1 – < 2.74, 2 – 2.75–2.79, 3 – 2.8–2.84, 4 – 2.85–2.86, 5 – 2.87–2.89, 6 – 2.9–3.08; 7–10 – геолого-геофизические границы; 7 – фундамент платформенных территорий и поверхность Мохоровичича со скоростями продольных волн, 8 – сейсмические внутрикоровые, построенные по разным типам волн, 9 – сейсмо-плотностные, 10 – по данным математического моделирования; 11 – кривые гравитационного поля: наблюдаемая (а) и расчетная (б); 12 – скорости волн (км/с); здесь и на остальных рисунках округлены с точностью до 0.05 км/с; продольных (числитель) и поперечных (знаменатель); 13 – чехольные образования. Цифры над разрезом – номера точек сейсмических наблюдений. Римские цифры и цифры в кружках соответствуют структурно-тектоническим элементам, выделенным на рис. 1. На глубине 80 км показан условный гравитационный горизонт с распределением плотностей (г/см³) в выше- и нижележащих горизонтах верхней мантии.

ными вскрытым многочисленным скважинам в Березовском районе.

В средней части коры Урала на глубинах 10–25 км обособляется крупная гомогенная линза со средней скоростью продольных волн 6.6 км/с, поперечных – 3.75 км/с и плотностью 2.85 г/см³.

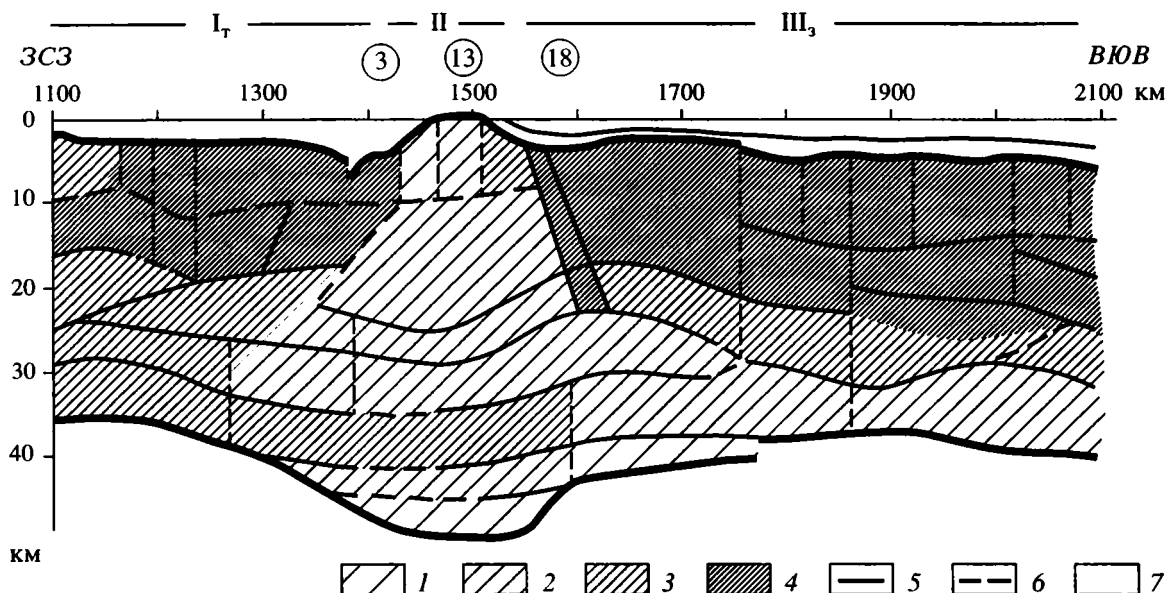


Рис. 3. Распределение параметра SiO_2 в разрезе консолидированной коры Приполярного Урала (профиль МГЗ Мурманск–Кызыл).

1–4 – содержание SiO_2 (в весовых процентах): 1 – < 55, 2 – 55–60, 3 – 60–65, 4 – более 65; 5 – сейсмические границы, 6 – границы по результатам математического моделирования, 7 – чехольные образования. Остальные усл. обозн. см. рис. 2.

Столь высокие значения физических параметров не характерны для подобных гипсометрических уровней консолидированного разреза и резко отличаются от сопоставимых горизонтов Тимано-Печорской провинции (6.05 км/с; 3.45–3.85 км/с и 2.71 г/см³ соответственно) и Западно-Сибирской плиты (6.35 км/с; 3.75 км/с и 2.76–2.77 г/см³). Несомненна специфическая приуроченность линзы к складчатому сооружению. Вдоль ее границы с Тимано-Печорским коровым блоком до поверхности фундамента в Предуральском прогибе протягивается полоса высокоплотных образований (2.9 г/см³). В региональном плане намечается ее падение под Урал с углами 15°–20°. Физические свойства позволяют прогнозировать серпентинизированные ультраосновные и основные породы [13], локализованные в зоне тектонического нарушения.

В интервале глубин 35–41 км происходит уменьшение скорости Р волн на 0.3 км/с, S волн на 0.15 км/с и плотности на 0.06 г/см³ по отношению к вышележащим толщам. Инверсионный слой со скоростными значениями продольных волн 6.7 км/с, поперечных волн 4.0 км/с и плотности 2.88 г/см³ продолжается над поверхностью Мохорвичича в область Тимано-Печорской провинции. Наиболее вероятен дизъюнктивный характер волновода. В подошве коры орогена развиты высокоскоростные ($V_p = 7.10\text{--}7.25$ км/с, $V_s = 4.20\text{--}4.25$ км/с) и наиболее высокоплотные (2.98–3.02 г/см³) образования. По своим физическим свойствам они по-

добны комплексам низов коры прилегающего участка Западно-Сибирской плиты. Не исключена вероятность тектонического проникновения последних под складчатое сооружение в результате палеосубдукционных процессов.

В верхней, по-видимому хрупкой, части коры по обе стороны от Уральских гор выделяются системы наклонных разрывных нарушений с падением в стороны окружающих платформенных территорий. Маркируются они сейсмическими поверхностями, формирующими продольные или поперечные отраженные волны. Углы падения границ 20°–25°. Западная система тяготеет к области Предуральского прогиба. Интерпретируется она как юго-восточное продолжение глубинного Печорского разлома Тимано-Печорской провинции, выполнявшего роль коллизийного контакта в рифее–раннем кембрии [10]. Восточные нарушения ограничивают развитие на дневной поверхности вулканогенных комплексов Тагильского синклинория и определяют современную границу Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Распределение параметра ($V_p : V_s$), в определенных случаях отражающего процентное содержание SiO_2 (в весовых объемах), показано на рис. 3.

Глубинная часть коры Приполярного Урала практически на всю мощность характеризуется “средними” значениями 55–65%. Величины менее 55% (основные породы) концентрируются в нижней корневой части и в кровле коры под

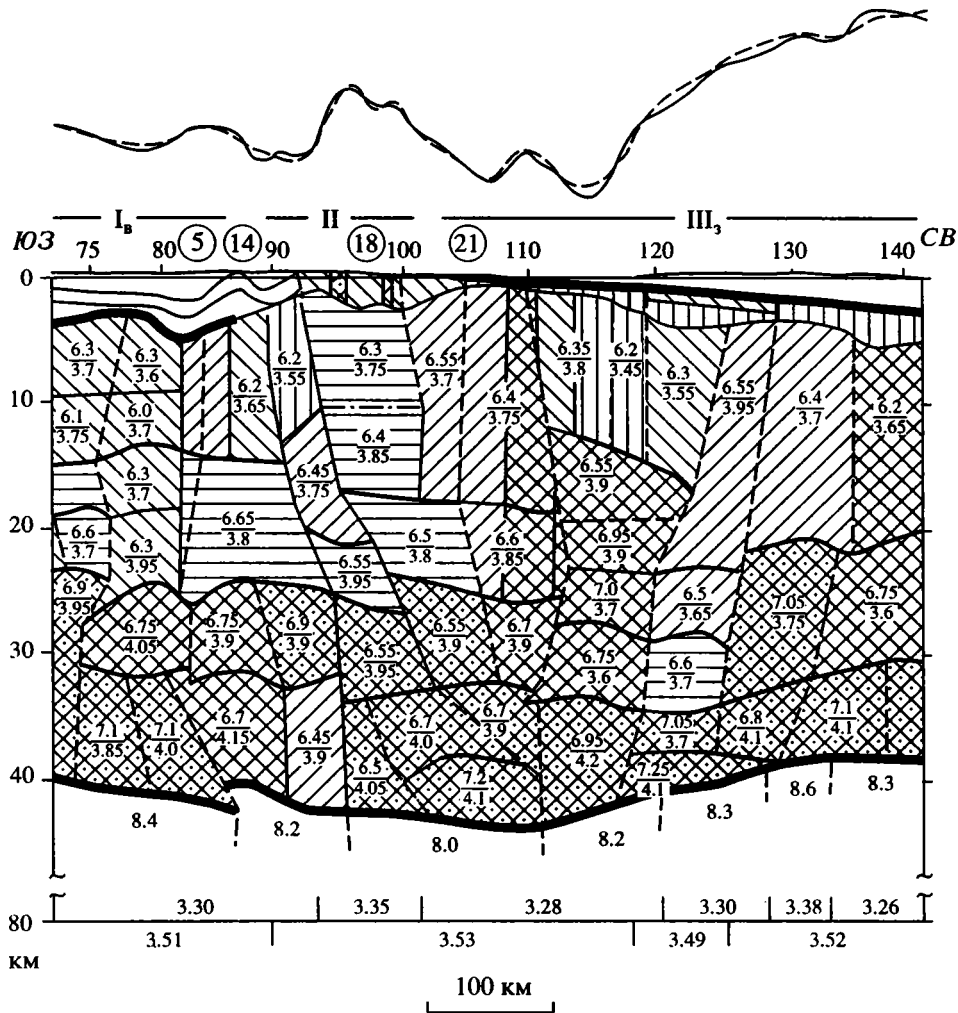


Рис. 4. Комплексный глубинный разрез Среднего Урала по профилю МГЗ Нижний Тагил–Уреньгой. Усл. обозн. см. рис. 2.

западным склоном Северо-Уральского антиклинория. Сопредельные платформенные территории отличаются господством в верхней части разреза “кислых разностей” (более 65%). Градации 65–60% маркируют проникновение нижнекорových образований Тимано-Печорской провинции по зоне упругого и плотностного волновода под Урал. Со стороны Западно-Сибирской плиты намечается продолжение ее базальных горизонтов в область корневого утолщения орогена.

На Среднем Урале кора характеризуется линзовидно-слоистым распределением физических неоднородностей (рис. 4, 5). По сравнению с Приполярным районом внутренняя ее структура более сложная. Сопоставление сейсмических и плотностных параметров на пересекающихся профилях МГЗ и более ранних исследований ГСЗ вызывает трудности. Связано это, может быть, как с пересечением профилями сложнопостроенной зоны

сочленения Среднего и Северного Урала, так и с наличием анизотропных эффектов.

Определенные трудности для геологической интерпретации вызывает региональная сейсмическая граница, прослеженная в приповерхностной части орогена на глубинах от 0.5 до 3.5 км. Обращает на себя внимание ее заглубление в районах развития слабометаморфизованных дислоцированных отложений Среднеуральского антиклинория и в Тагильском синклинии, и воздымание в пределах распространения кристаллических толщ на Верхотурском и Салдинском выступах. Предполагается приуроченность границы к уровню прекращения гипергенных изменений [13] и закрытия микротрещин в дифференцированных ассоциациях горных пород под действием литостатической нагрузки.

Глубинное сечение вдоль линии Н. Тагил–Уреньгой характеризуется нарастанием с глубиной

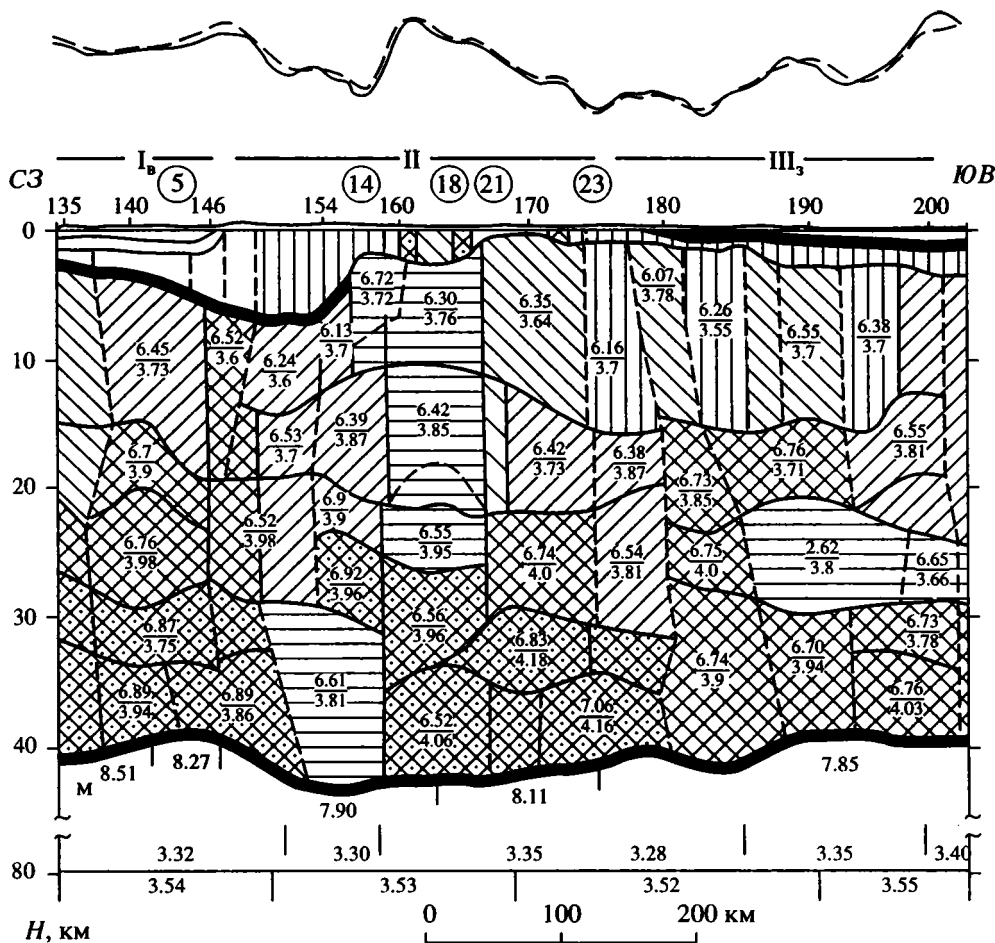


Рис. 5. Комплексный глубинный разрез Среднего Урала по профилю МГЗ Костомукша–Семипалатинск. Усл. обозн. см. рис. 2.

скорости продольных волн от 6.1 км/с до 7.2 км/с и поперечных – от 3.45 км/с до 4.1 км/с (рис. 4). На профиле Костомукша–Семипалатинск (рис. 5) скорости над поверхностью Мохорвичича уменьшены и не превышают 7.1 км/с ($V_s = 3.95$ км/с). Плотностные параметры на упругих разрезах наследуют упругие изменения, увеличиваясь от 2.72 г/см³ до 2.94–2.96 г/см³ от кровли к подошве коры.

Под Передовыми уральскими дислокациями и в области Предуральского прогиба поверхность дорифейского кристаллического фундамента залегает на глубинах до 5–7 км. Средне-Уральский антиклинорий на дневной поверхности представлен рифейскими и вендскими породами в ядре и ордовикскими и более молодыми палеозойскими отложениями на крыльях. Ниже уровня гипергенных изменений они характеризуются скоростями $V_p = 6.1$ –6.3 км/с, $V_s = 3.55$ –3.65 км/с и плотностью от 2.74 до 2.8 г/см³. В интервале глубин 15–25 км на профиле Н. Тагил–Уренгой обособляется крупное гомогенное тело с параметрами соответственно 6.65–6.7 км/с, 3.8 км/с и 2.86 г/см³ (рис. 4).

Обращает на себя внимание его структурное и физическое подобие внутрикоровой линзе под Северо-Уральским антиклинорием на Приполярном Урале. В основании коры фиксируются локальные понижения скорости продольных волн до 6.7–6.45 км/с и плотности до 2.82 г/см³. Поперечные скорости при этом не уменьшаются или обнаруживают слабый отрицательный градиент только на отдельных участках. Как следствие, резко понижается соотношение V_p/V_s – до 1.61. Интерпретировать это явление можно с позиции объемной анизотропии, обусловленной ориентированным тектоническим расщеплением консолидированных комплексов. В пользу такого предположения свидетельствует приуроченность участка к району интенсивных дислокаций поверхности Мохорвичича.

Тагильский синклиний выполнен мощными вулканическими формациями силура. Как и на Приполярном Урале этот комплекс не выделяется скоростными аномалиями. Упругие параметры

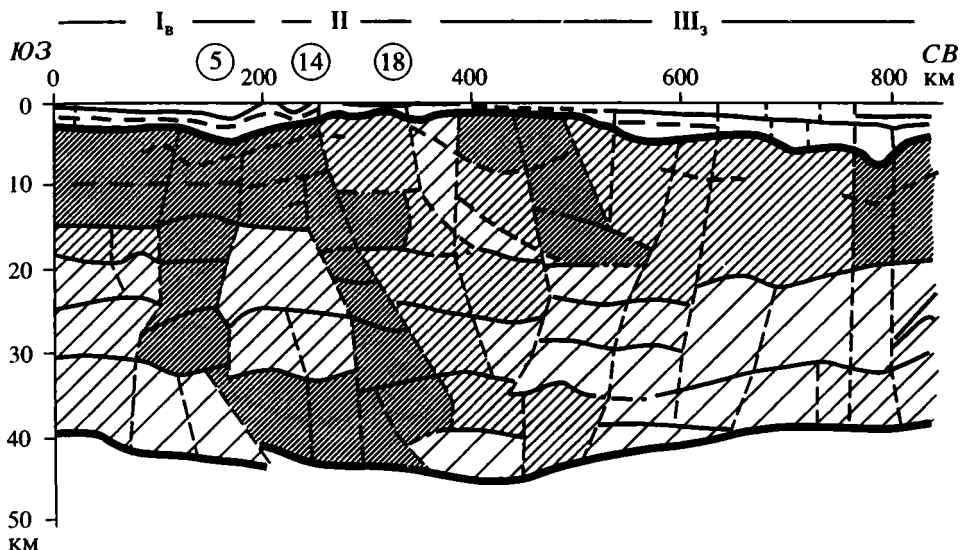


Рис. 6. Распределение параметра SiO_2 в разрезе консолидированной коры Среднего Урала по проф. МГЗ Нижний Тагил–Уренгой.

Усл. обозн. см. рис. 3.

имеют промежуточные величины между сопряженными блоками Средне-Уральского антиклинория на западе и Салдинского выступа на востоке. Структура обособляется в плотностном разрезе при существенном увеличении в процессе моделирования первоначальных плотностей (более чем на $0.07\text{--}0.05 \text{ г/см}^3$), рассчитанных по продольным скоростям. Вероятно, наличие нескольких факторов, влияющих на соотношение упругих и плотностных свойств пород. В качестве основных можно рассматривать сейсмическую анизотропию, вызванную ориентированным положением оливина и диоксида [1, 13] в широко распространенных здесь ультраосновных породах, влияние серпентинизации и напряженное состояние среды. Эти версии подразумевают интенсивное тектоническое воздействие на синклинорий. В кровельной части обособляются два тела с плотностью 2.92 г/см^3 . Отвечают они серпентинизированным ультраосновным комплексам Западного Платиноносного пояса и восточного Серовско-Невьянского (Серовско-Маукского) пояса. Еще одно подобное образование распознается на границе между Салдинским массивом и Алапаевско-Теченским синклинорием по линии профиля Костомукша–Семипалатинск (рис. 5). Ширина массивов по линии наблюдений не превышает $15\text{--}20 \text{ км}$, модельная глубина проникновения более $2.5\text{--}3.0 \text{ км}$. В основании Тагильской структуры залегают породы с увеличенными плотностями (2.85 г/см^3). Они погружаются в восточном направлении под углом около 15° до глубин $20\text{--}25 \text{ км}$, где смыкаются с высокоплотными комплексами низов коры ($2.90\text{--}2.94 \text{ г/см}^3$). По всей вероятности,

породы представлены серпентинизированными базитами, слагающими корни Тагильского пояса. Наличие глубинных основных внедрений предполагается также на границе Восточно-Уральских антиклинорной и синклинорийной зон.

Распределение параметра ($V_p : V_s$) в коре северного участка Среднего Урала иллюстрируют рис. 6 и 7. Происходит погружение в восточном направлении “кислых” и “средних” петрографических разностей. Угол наклона выдержан в интервале $20^\circ\text{--}25^\circ$. Реконструируется пододвигание под орогенный пояс консолидированной коры Восточно-Европейской платформы с характерным господством “кислых” (более 65%) и обогащенных кремнеземом “средних” ($60\text{--}65\%$) разностей в верхней части разреза, “средних” ($55\text{--}65\%$) в интервале глубин $15\text{--}30 \text{ км}$ и “основных” (менее 55%) в нижних горизонтах. “Кислые” комплексы платформенной коры при этом достигают области развития Тагильского прогиба. Тагильская зона маркируется параметром $60\text{--}65\%$. Она прослеживается через все сечение коры до восточного градиентного участка корней гор по поверхности Мохоровичича. Обращает на себя внимание различие в составе нижних горизонтов коры Восточно-Уральской зоны, погруженной под осадки Западно-Сибирской плиты, на разных разрезах. На профиле Нижний Тагил–Уренгой они представлены “основными” разностями, а на профиле Костомукша–Семипалатинск “средними” (рис. 7). Эти данные согласуются с предположением о присутствии различных структурных элементов в области кулисообразного сочленения Среднего и Северного Урала.

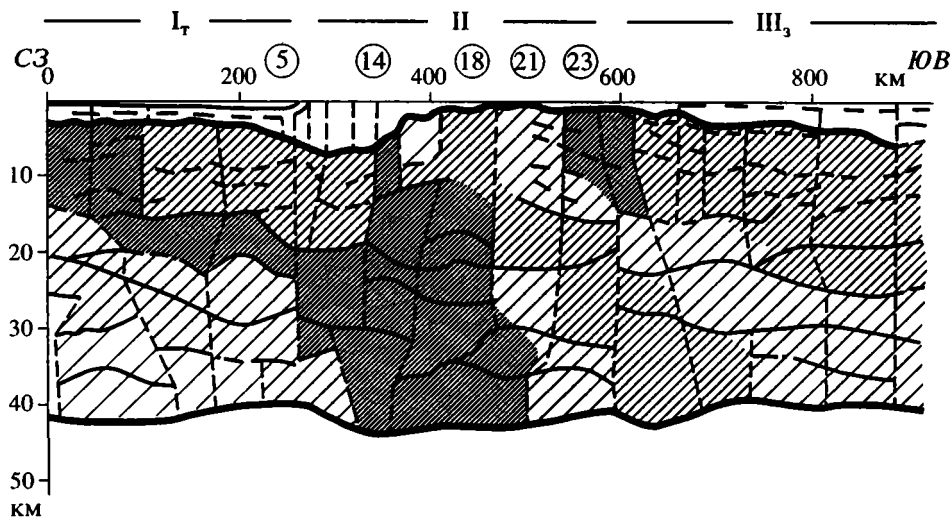


Рис. 7. Распределение параметра SiO_2 в разрезе консолидированной коры Среднего Урала по проф. Костомукша–Семипалатинск.

Усл. обозн. см. рис. 3.

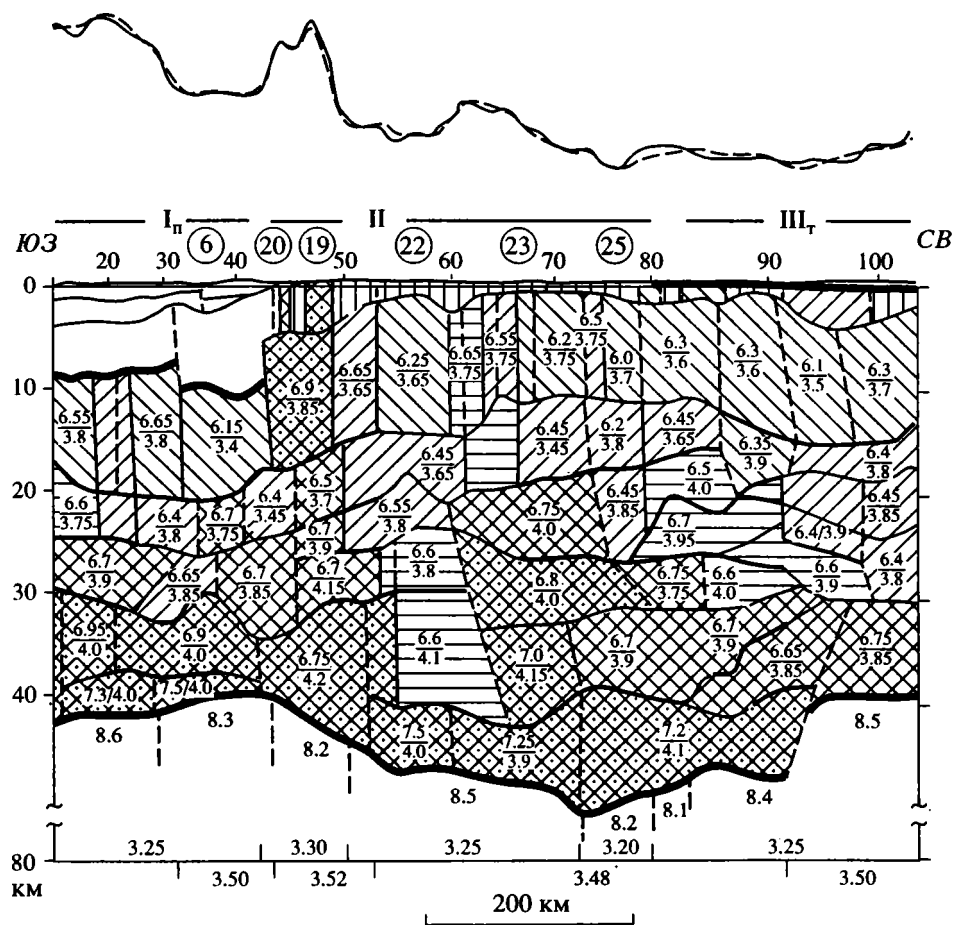


Рис. 8. Комплексный глубинный разрез Южного Урала по профилю МГЗ р. Эмба–Колпашево.

Усл. обозн. см. рис. 2.

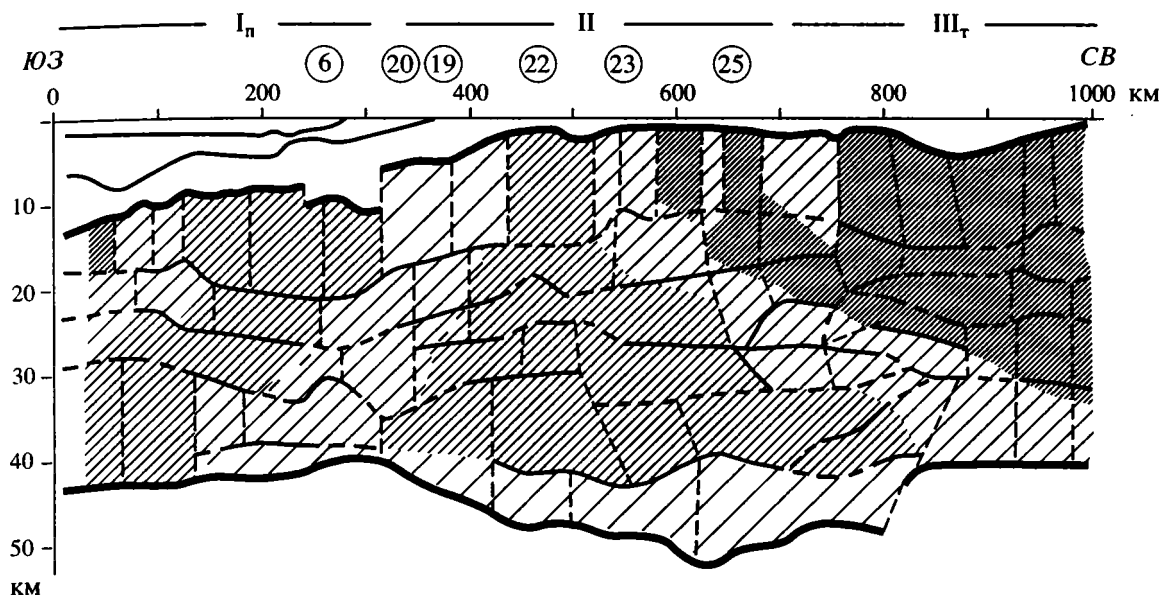


Рис. 9. Распределение параметра SiO_2 в разрезе консолидированной коры Южного Урала по профилю МГЗ р. Эмба-Колпашево.

Усл. обозн. см. рис. 3.

Южный Урал, как и Средний, имеет сложное линзовидно-слоистое распределение коровых неоднородностей (рис. 8, 9). Приповерхностные горизонты характеризуются скоростями продольных волн от 5.45 км/с до 5.6 км/с, поперечных – от 3.1 км/с до 3.4 км/с и плотностью 2.67–2.69 г/см³. Их корреляция с геологическими комплексами обнажающимися на дневной поверхности не имеет строгих закономерностей. Снизу на глубинах 1–3 км эти неоднородности ограничены региональной сейсмической границей. На значительном протяжении она, скорее всего, маркирует уровень прекращения гипергенных преобразований и закрытия микротрещин в различных петрографических ассоциациях пород. В пределах Магнитогорского синклинория физический раздел располагается на глубинах 3–5 км и может быть связан со структурно-петрографическими изменениями. Упругие и плотностные свойства коры в региональном плане возрастают по направлению к разделу Мохоровичича. Скорости продольных волн ниже зоны гипергенеза изменяются от 6.2 км/с до 7.5 км/с, для поперечных колебаний они варьируют от 3.6 км/с до 4.2 км/с, плотности увеличиваются от 2.75 г/см³ до 3.08 г/см³. На отдельных интервалах глубин обособляются инверсионные линзы, которые имеют локальное развитие (рис. 8).

Предуральская Бельская впадина в районе линии профиля перекрыта позднепалеозойско-кайнозойскими отложениями восточного борта Прикаспийской синеклизы. Мощность их по полученным данным достигает 3.5 км. Ниже залегают рифейско-палеозойские осадки на глубине

10–11 км ограничены опорной геофизической границей, маркирующей поверхность кристаллического фундамента. В восточной части структуры по резкой смене физических параметров прогнозируется разломное нарушение. Скорости распространения продольных волн в фундаменте впадины изменяются от 6.1 км/с до 6.2 км/с, что значительно меньше, чем в окружающих районах (6.6–6.95 км/с). Уменьшаются также скорости поперечных волн до 3.35–3.45 км/с и плотность – до 2.74 г/см³. Понижение сейсмо-плотностных свойств в зоне прогиба может быть связано с широким развитием дизъюнктивных нарушений.

Сакмарская зона в районе профиля перекрыта позднепалеозойско-палеогеновыми отложениями мощностью от первых сотен метров до 2.0–2.5 км. До глубины 5–6 км разрез характеризуется скоростями продольных волн, равными 5.5 км/с (на отдельных участках до 6.35 км/с), поперечных – 3.1 км/с (до 3.5 км/с) и плотностью 2.67–2.69 г/см³. В результате гравиметрического моделирования в средней части структуры распознается гипербазитовый массив с плотностью 2.9 г/см³ и шириной 10–15 км, по-видимому, аналогичный расположенным севернее Хабаровинскому или Кемпирсайскому. Развитие основных пород в коре прогнозируется до глубины 18 км по anomalно высоким скоростям Р волн (6.85–6.95 км/с), S волн (3.85 км/с) и плотности (2.92 г/см³). Ниже залегает инверсионный слой, отождествляемый с зоной субгоризонтального тектонического расслоения.

Расположенный восточнее Магнитогорский синклиорий выполнен высокоплотными ($2.9\text{--}3.0\text{ г/см}^3$) образованиями. На дневной поверхности им отвечают базальтовые комплексы Западных Мугоджар, рассматриваемые в качестве компонентов офиолитовой серии [6, 7]. Контуры синклиория прослеживаются до глубины 16–17 км. Глубинные горизонты имеют сходные с Сарматской зоной упругие и плотностные значения, иллюстрирующие их геологическое подобие и генетическое единство. В интервале 16–24 км располагается инверсионный слой, затрудняющий прослеживание средне- и нижнекорových корней структуры. Не исключено, что ими являются высокоскоростные ($V_p = 6.8\text{--}7.0\text{ км/с}$, $V_s = 4.0\text{--}4.16\text{ км/с}$) и высокоплотные ($2.9\text{--}3.1\text{ г/см}^3$) образования, наблюдаемые в средней и нижней частях коры в 150 км северо-восточнее по линии профиля. Поскольку разрез ориентирован под углом около 45° к простиранию Урала, то истинное смещение составляет около 100 км [24].

Урало-Тобольская (Восточно-Уральская) антиклинорная зона характеризуется широким распространением раннедокембрийских гнейсов-амфиболитовых комплексов. Для них присущи скорости продольных волн $6.2\text{--}6.25\text{ км/с}$, поперечных волн $3.6\text{--}3.65\text{ км/с}$ и плотность 2.77 г/см^3 . Западный борт структуры до глубины 15–16 км выделяется увеличенными скоростями Р-волн ($6.6\text{--}6.7\text{ км/с}$) при средних значениях для поперечных колебаний ($3.6\text{--}3.65\text{ км/с}$) и плотности (2.8 г/см^3). Этот набор признаков отвечает эффекту структурной анизотропии, обусловленной тектоническим расщеплением пород в зоне глубинного нарушения. Нижняя кора, за исключением базальных горизонтов, под антиклинорием имеет скорости Р-волн равна 6.6 км/с , S-волн – $3.8\text{--}4.1\text{ км/с}$ и плотность 2.77 г/см^3 . Эти параметры меньше, чем в окружающих блоках ($V_p = 6.7\text{--}7.0\text{ км/с}$, $V_s = 4.0\text{--}4.15\text{ км/с}$, плотность более 2.9 г/см^3), но близки верхним горизонтам консолидированной коры Прикаспийской впадины. Данное обстоятельство может рассматриваться как следствие пододвигания последних в северо-восточном направлении под Сакмарско-Тагильско-Урало-Тобольскую пластину.

Аятско-Иргизский синклиорий с распространенными в его области базальтоидами девонораннего карбона [9] характеризуется скоростями продольных волн до $6.6\text{--}6.7\text{ км/с}$, поперечных волн – до $3.7\text{--}3.8\text{ км/с}$ и плотностью до $2.83\text{--}2.86\text{ г/см}^3$. На глубине 11–20 км располагается сейсмический волновод, возможно маркирующий зону тектонического нарушения. В средней части коры близкие сейсмоплотностные параметры имеют горные комплексы, удаленные от синклиория на 100–150 км к северо-востоку по линии профиля и залегающие под Валерьяновским плуто-

ческим поясом. Не исключено, что они являются корневыми частями верхнего синклиорного выполнения, сорванного и перемещенного к западу по внутрикоровому разлому.

Физические характеристики консолидированной коры Валерьяновского плутонового пояса до глубины 16–20 км сопоставимы с Тургайским прогибом. Ниже располагаются комплексы средней и нижней коры, которые интерпретируются в качестве палеоавтохтонных масс Аятско-Иргизского синклиория.

Распределение параметра SiO_2 свидетельствует о преимущественно “среднем” (55–65%) петрографическом составе коры Южного Урала (рис. 9). “Основные” разности (менее 55%) слагают Сакмарскую зону и Магнитогорский синклиорий до глубины 15–18 км. Ими же, по всей вероятности, выполнены базальные горизонты в области корневого прогибания поверхности Мохоровичича. Сакмарско-Магнитогорский комплекс тектонически (?) несогласно залегает на средне- и нижнекорových неоднородностях, имеющих западное падение под углами $15^\circ\text{--}20^\circ$. Для Восточно-Уральских элементов отчетливо проявляется падение петрографических зон под углом около $7^\circ\text{--}12^\circ$ к северо-востоку по линии профиля. Истинный угол наклона в направлении ортогональном к Уралу составляет около 20° . Аятско-Иргизская структура протягивается под Валерьяновскую зону, Валерьяновский и Тургайский участки обнаруживают близость петрографического состава.

ГЛАВНЫЙ УРАЛЬСКИЙ РАЗЛОМ

Главный Уральский разлом является ключевым тектоническим элементом Уральского складчатого пояса. Под этим названием понимается глубинный контакт между внутренней и внешней зонами Уралид, трассируемый на дневной поверхности по западному краю Тагильско-Магнитогорского синклиория. В зоне разлома прослеживается полоса серпентинитового меланжа, внутри которого обособляются блоки и пластины гипербазитов, габбро, подушечных лав [6]. В лежащем крыле разлома известны глаукофановые сланцы и эклогиты [25, 27]. В гравитационном поле Главный Уральский разлом трассируется вдоль западного градиента линейного максимума силы тяжести. В магнитном – часто сопровождается интенсивными линейными аномалиями, приуроченными к ультраосновным внедрениям. По материалам МОВ-ОГТ 1967–1995 гг., в том числе результатов переработки части этих материалов в Корнельском университете с использованием пакета ProMAXtm [29], и международных исследований UERS-93-95 в районе сверхглубокой скважины, его зона прослеживается до глубин 16–20 км по

группе падающих на восток отражений в западной бортовой части Тагильско-Магнитогорской структуры. По интерпретации В.Б. Соколова [18] эти наклонные сейсмические площадки маркируют тектоническую зону, по которой толща Зеленокаменного (Тагильско-Магнитогорского) прогиба оказались надвинутыми в западном направлении на кристаллическое основание Русской платформы и на глубокометаморфизованные образования Центрально-Уральского поднятия. Угол наклона разлома изменяется от 20° до 45° . Предполагается, что формирование Главного Уральского разлома совпадает со временем образования покровных структур Урала в конце палеозоя, а он сам является фронтальной зоной крупнейшего глубинного шарьяжа [6].

Распознавание Главного Уральского разлома на комплексных глубинных разрезах базируется на отождествлении с ним западного ограничения Тагильско-Магнитогорской ассоциации пород. Последние маркируются увеличенными значениями плотностных свойств и параметром ($V_p : V_s$) равным 55–65%. По этим признакам разлом с высокой степенью надежности прослеживается до глубин 20–25 км на Приполярном и Среднем Урале и до 18 км на Южном. На Среднем Урале он дополнительно подчеркивается зоной физической анизотропии, выражающейся в нарушении линейной функциональной зависимости скорость-плотность.

ВНУТРИКОРОВЫЕ ДЕФОРМАЦИОННЫЕ НАРУШЕНИЯ

Традиционно с внутрикоровыми нарушениями отождествляются сейсмические волноводные зоны. Совместное применение продольных и поперечных упругих характеристик значительно повышает надежность прогнозирования подобных дислокаций. Объясняется это различной направленностью колебаний частичек среды при прохождении Р- и S-волн: по ходу и поперек движения их фронта соответственно. Как следствие, изменения анизотропных свойств геологического разреза в результате тектонического расщепления горных масс, упорядочение или нарушение ориентировки кристаллов породообразующих минералов и одноосное сжатие вызывают разноградиентные или разнонаправленные изменения скорости продольных и поперечных колебаний [1]. При этом соотношение V_p/V_s , среднестатистически равное 1.67–1.77, часто приобретает пониженные (до 1.61) или увеличенные (до 1.86) значения.

В Приполярье глубинные деформационные неоднородности залегают в верхней и нижней части коры Тимано-Печорской плиты. Нижний волновод продолжается под Уральское сооружение до вероятного тектонического контакта, трассируемого от Предуральского прогиба до

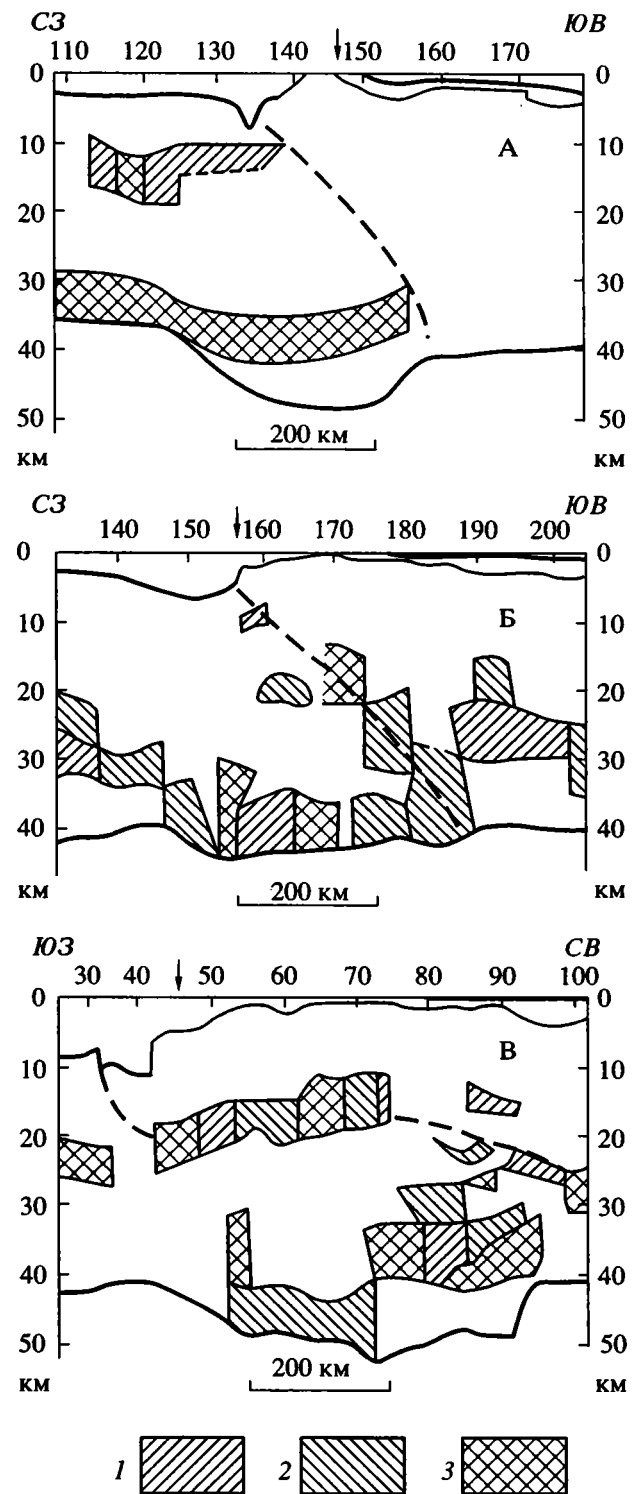


Рис. 10. Внутрикоровые деформационные дислокации по данным сейсмических волн: 1 – продольных, 2 – поперечных, 3 – продольных и поперечных. Пунктирная линия – Главный Уральский срыв. Стрелка указывает положение Главного Уральского разлома. А – разрез Приполярного Урала (профиль Мурманск–Кызыл), Б – разрез Среднего Урала (профиль Костомукша–Семипалатинск), В – разрез Южного Урала (профиль р. Эмба–Колпашево).

восточного корневого уступа поверхности Мохоровичича (рис. 10, А). На Среднем Урале подобный сквозькоревой разлом сопровождается деформационными изменениями. Широкое развитие тектонических нарушений имеет место в низах коры (рис. 10, Б). На Южном Урале выделяется полоса неоднородностей, сопровождающих дизъюнктивную зону в средней части коры в интервале глубин 11–30 км, деформации над восточным корневым уступом поверхности Мохоровичича и в низах коры орогена (рис. 10, В).

КОРНИ УРАЛЬСКИХ ГОР

Утолщение земной коры под Уральской областью было установлено в середине 60-х годов по материалам ГСЗ и интерпретации обменных волн землетрясений (МОВЗ), выполненных Институтом геологических наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР и Баженовской геофизической экспедицией (БГЭ) ПГО Уралгеология (ныне Уральского геологического комитета). Работы с близвертикальными отражениями (глубинная модификация ОГТ) не имели успеха даже с использованием наиболее оптимальных систем наблюдений, примененных на международном профиле URSEIS-95 [22, 23]. Многоволновые глубинные сейсмические зондирования (МГЗ) Центра ГЕОН подтвердили присутствие корней. При этом, их параметры оказались сопоставимы с ранними результатами ГСЗ и МОВЗ, но отличными от характеристик более поздних переинтерпретаций и обобщений [26]. Так, по данным уральских исследователей, кровля мантии располагается на отметках до 60 км, а в низах коры обособляется переходная зона мощностью от 3–7 км до 15–20 км с пластовой скоростью 7.2–7.8 км/с [26]. По итогам работ МГЗ максимальные глубины залегания поверхности Мохоровичича под Уралом не превышают 51–53 км, а скорости в базальных горизонтах коры составляют 7.0–7.3 км/с, только в отдельных случаях увеличиваясь до 7.5 км/с. Сопоставление годографов опорных рефрагированных волн профилей Центра ГЕОН Костомукша–Семипалатинск и Нижний Тагил–Уренгой и пересекающихся с ними профилей БГЭ “Красноуральский” и Нижняя Тура–Орск позволяет идентифицировать преломляющую границу М в кровле мантии исследований МГЗ с горизонтом К–М в кровле переходной зоны по материалам ГСЗ. Регистрируемая и отождествляемая с подошвой коры на профилях, выполненных Баженовской геофизической экспедицией, более глубокая граница не находит адекватного отображения на годографах многоволновых исследований.

В области Пай-Хойского сооружения граница Мохоровичича залегает на отметках 45–46 км [10]. В Припайхойской части Полярного Урала корни гор имеют глубину до 47–48 км [16]. На юге Приполярного Урала прогибание подошвы коры достигает 48–49 км. По отношению к Тимано-Печорской эпибайкальской провинции утол-

щение мощности коры составляет 10–12 км, в сравнении с Западносибирской эпигерцинской плитой 6–8 км (рис. 2, 3). На Среднем Урале, в отличие от Приполярного и Полярного участков прогибание подошвы коры выражено менее контрастно. Наиболее глубокие отметки составляют 44–45 км. Величина погружения по отношению к смежным платформенным регионам 4–6 км (рис. 4–7). На Южном Урале рисунок корней яркий, амплитуда опускания превышает 10 км (рис. 8, 9). Кровля мантии фиксируется на глубинах преимущественно 47–50 км, достигая под западной окраиной Валерьяновского плутонического пояса 52–53 км.

Характерна асимметрия корней с пологим западным склоном и крутым восточным. В области Приполярного Урала погружение начинается в 100 км западнее Передовых уральских дислокаций, надвинутых на прилегающий край Тимано-Печорской плиты. Восточный, более крутой склон располагается в периферийной области Западно-Сибирского осадочного бассейна на удалении не более 50 км от границы горного сооружения. На Среднем Урале формы рельефа поверхности Мохоровичича пологие, ундулирующие. Прогибание начинается под Предуральским прогибом и завершается в области выклинивания мезозойско-кайнозойского покрова Западно-Сибирской плиты. Контрастные корни Южного Урала подчеркиваются пологим погружением от района Передовых надвиговых деформаций и крутым воздыманием с градиентом (амплитуда/расстояние) 0.3–0.4 под западным бортом северного продолжения Тургайского прогиба.

Принципиальное сходство морфологии корневых утолщений Полярного, Приполярного, Среднего и Южного Урала свидетельствует о подобии механизмов их формирования. Пологое погружение границы Мохоровичича с западной стороны, скорее всего, отражает опускание платформенных территорий под литостатической нагрузкой надвинутых на них передовых горных масс Урала. Распространение корней в периферийные районы Западно-Сибирской области иллюстрируют продолжение структур складчатого пояса под мезозойско-кайнозойским плитным покровом и их участие в горообразовательных тектонических движениях. Высокие градиенты восточной зоны могут иметь дизъюнктивную природу.

ГЛУБИННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

В строении Уральского горноскладчатого сооружения принимают участие структурно-тектонические элементы разновозрастных стадий формирования земной коры и ее дислокаций, запечатленные или частично сохранные в наблюдаемых геофизических образах. Глубинная схема Приполярного Урала представлена на рис. 11, А. На западе располагается блок коры Тимано-Печорской плиты. Граница между Уралом и плитой

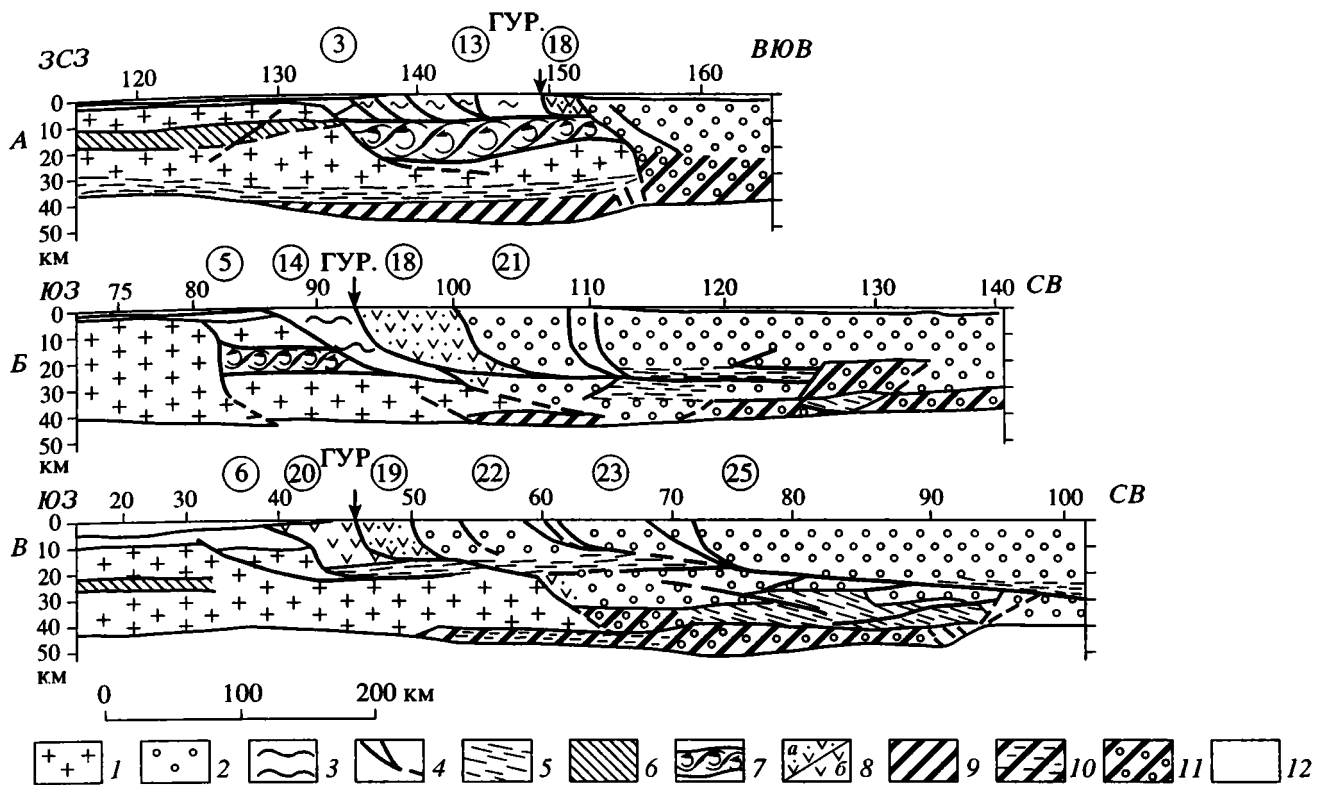


Рис. 11. Тектоническая модель Приполярного (А), Среднего (Б) и Южного Урала (В).

1 – кора Тимано-Печорской плиты и Восточно-Европейской платформы, 2 – кора Западно-Сибирской плиты, 3 – дислоцированные отложения палеоконтинентального склона, 4 – разломы, 5 – зоны тектонического расщепления, 6 – зоны физических инверсий, 7 – вращения горных масс в системе S-образных разрывных нарушений, 8 – вулканогенно-осадочные образования Тагильско-Магнитогорской (а) и Сакмарской (б) зон, 9–11 – палеоокеанические комплексы: 9 – под корой Тимано-Печорской плиты и Восточно-Европейской платформы, 10 – тектонически расщепленные, 11 – под корой Западно-Сибирской плиты; 12 – чехольные образования. ГУР – Главный Уральский разлом. Цифры в кружках отвечают структурно-тектоническим элементам, выделенным на рис. 1.

в приповерхностных горизонтах выражена системой надвигов западноуральского склона (Уральского пояса надвигов) и внутричехольных многоярусных субгоризонтальных срывов суммарной амплитудой не менее 50 км [17, 28]. Ниже, в кровле консолидированной коры, она маркируется высокоплотными внедрениями вдоль наклонного дизъюнктивного нарушения между платформенными низкоскоростными (6.0–6.1 км/с) и складчатыми высокоскоростными (6.6–6.65 км/с) образованиями (рис. 2). На глубинах 25–40 км кора Тимано-Печорской плиты продолжается под орогенное сооружение Урала. Верхний контакт ее отождествляется с подошвой высокоскоростной внутрикоровой Уральской линзы. Нижнее ограничение маркируется мощной (около 6 км) зоной тектонического расслоения вплоть до корневого уступа кровли мантии на границе с Западно-Сибирским блоком.

Уральский блок характеризуется сменой по латерали верхних структурно-формационных комплексов, выполняющих Западно-Уральскую зону,

Северо-Уральский антиклинорий и Тагильскую зону. С востока к нему примыкает Западно-Сибирский участок коры, предположительно представленный раннепротерозойским кристаллическим массивом типа Березовских гранито-гнейсов. На глубинах 10–25 км под Уралом обособляется гомогенная высокоскоростная “линза” с физическими параметрами свойственными более нижним горизонтам коры. “Инородный” характер этой линзы позволяет предположить, что верхним и нижним ее ограничениями служат тектонические контакты, а своим происхождением она обязана механическим перемещением глубинных горных ассоциаций на более верхние уровни. В качестве возможной модели подобного процесса принимаются результаты развития кулисообразного ряда трещин при деформации простого сдвига. Согласно опытам М.В. Гзовского [2], на стадии возникновения в зоне сдвига S-образных форм трещин соседние трещины могут заходить друг за друга и, как следствие, создаются условия для вырезания внутри зоны разрыва

отдельных глыб пород и их вращения. Подобие горных комплексов, скорее всего основного состава, имеющих корневого утолщения Урала нижним горизонталом коры Западно-Сибирской плиты интерпретируется как следствие их пододвигания на субдукционном этапе развития структуры.

Для севера Среднего Урала сохраняются принципиальные черты тектоники, свойственные Приполярному участку (рис. 11, Б). Верхняя часть коры до глубины 20–25 км резко отличается от сопоставимых горизонтов прилегающего района Восточно-Европейской платформы (рис. 4). Граница между геоблоками на дневной поверхности представлена надвиговыми дислокациями западно-уральского склона. В интервале глубин 15–25 км под Уралом и восточным бортом Предуральского прогиба обособляется гомогенная “линза” с увеличенными скоростными и плотностными параметрами, подобная аномальному телу под Северо-Уральским антиклинорием. По всей вероятности, она ограничена субгоризонтальными дизъюнктивными нарушениями и имеет аналогичную сдвигово-вращательную природу. Под линзой прогнозируется блок коры Восточно-Европейской платформы, пододвинутый под орогенное сооружение. Амплитуда проникновения в ортогональном к Уралу направлении достигает 100–130 км.

Уральские структурно-тектонические подразделения (Западно-Уральская зона, Средне-Уральский антиклинорий, Тагильский синклинорий и Восточно-Уральская антиклинорная зона) последовательно сменяют друг друга к востоку, что отчетливо проявляется в изменении физических параметров верхней части коры. Верхотурско-Салдинский докембрийский массив Восточно-Уральской зоны занимает сходную позицию с Березовским в Приполярье и на модели показан в составе Западно-Сибирской коровой пластины, надвинутой на Уральский зеленокаменный пояс (рис. 11, Б). Главный Уральский разлом, ограничивающий Тагильскую зону с запада, в средней части коры выполаживается в восточном направлении и сливается с субгоризонтальной среднекоровой системой нарушений. Внедрение базальных горизонтов коры Западно-Сибирской плиты под область Верхотурско-Салдинского массива распознается на профиле Нижний Тагил–Уренгой. На профиле Костомукша–Семипалатинск подобное явление не обнаруживается, по всей вероятности, вследствие пересечения области менее активного тектонического взаимодействия.

Модель Южного Урала вдоль профиля, ориентированного под углом около 45° к простиранию главных геологических элементов, представлена на рис. 11, В. Отмечается крупный субгоризонтальный тектонический срыв Сакмарской, Магнитогорской, Восточно-Уральской и Аятско-Иргизской структур относительно своих глубинных корней к западу более чем на 150 км по линии профиля. В ортогональном к Уралу направлении амплитуда

перемещения составляет 100–110 км. Зона тектонического контакта с запада на восток выражена надвиговыми элементами восточного борта Бельской впадины, уступом кровли фундамента перед Сакмарской зоной, слоем инверсии физических параметров на глубине 16–24 км под Сакмарской и Магнитогорской структурами, в интервале 11–20 км под Аятско-Иргизским синклинорием и около 30 км под Тургайским прогибом. Главный Уральский разлом уверенно прослеживается только в верхней аллохтонной части коры. Разломы по бортам Аятско-Иргизской и Валерьяновской структур замыкаются на зонах инверсий, отождествляемых со среднекоровым срывом. Субдукционные элементы, сохранившиеся в нижней автотонной части коры, маркируются наклоненными к западу отражающими площадками и высокоскоростными (до 7.5 км/с) основными породами в корневой части сооружения.

Геофизические материалы с учетом имеющихся геологических данных [6, 8, 12, 15, 20] позволяют реконструировать принципиальные стадии и механизмы формирования Урала. Выделяются этапы становления структуры складчатого пояса и горообразования. Первый, позднекембрийско-раннекаменноугольный, включает в себя сложный период накопления горных комплексов, структурно-тектонических преобразований и обособления основных геологических подразделений будущего горно-складчатого сооружения. Реконструкции палеообстановок древнего Доуральского и Уральского океанов с разновозрастными островными дугами и микроконтинентами, последовательно причленявшихся к краю Восточно-Европейского континентального кратона, осуществлены [6, 7]. Нами, по крайней мере с рифейского времени, прогнозируется длительное существование уральской ветви Палеоазиатского океана в зрелой и, впоследствии, четвертой (угасания) стадии цикла Вилсона. Доордовикская пенепленизация на Урале связывается со срывом и надвигом к западу пассивной континентальной окраины в раннем–среднем кембрии. С ранне-среднепалеозойскими дислокациями отождествляется последовательное причленение со стороны палеоокеана к континентальному сооружению в условиях меняющихся субдукционных и обдукционных обстановок фрагментов океанической коры, островодужных комплексов и микроблоков континентального типа. Субдукция коры располагавшегося к востоку внутреннего моря и последующая обдукция зональной сложно построенной Сакмарско-Магнитогорско-Тагильской островной дуги, заложенной на океаническом основании, предполагается в течение силура–среднего девона. В качестве ранне-среднедевонской ее ветви рассматривается Ирландская дуга. Среднедевонская (эффельско-живетская) океаническая кора, существовавшая за островными дугами, при приближении к области предконтинентального сгущивания испытала субдукцию, а гребневая зона СОХ обдукцию в

течение позднего девона–раннего карбона. В раннекаменноугольное время произошло приращение Березовского, Верхотурско–Салдинского микроконтинентов и Мугоджарско–Зауральского полигенного мегаблока коры.

На втором позднепалеозойско–раннемезозойском этапе произошло крупномасштабное (до 100–150 км) надвигание к западу всего ранее сформированного тектонического комплекса и, как следствие, возникновение орогенной области. Главный уральский срыв, по которому произошло надвигание, трассируется под Уралом в средней части коры на глубинах от 10 до 20–25 км и достигает поверхности мантии в области восточного уступа корней гор. Со срывом связывается формирование западноуральского пояса надвигов (Главного западноуральского надвига [21]) и системы внутривосточных нарушений и клиновидных “вдвигов” в прилегающих участках платформенного чехла [28]. Длительность процесса надвигания обеспечила ступенчатую миграцию горообразования и омоложение покровно-складчатых деформаций в западном направлении и окончательное оформление современной структуры Урала в пермско–триасовый период.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баяк Е.И., Воларович М.П., Левитова Ф.М.* Упругая анизотропия горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1982. 170 с.
2. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
3. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев.: Наук. Думка, 1978, 248 с.
4. *Егоркин А.В.* Способы определения скоростных параметров разреза земной коры по годографам отраженных волн // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1966. № 11. С. 108–114.
5. *Егоркин А.В.* Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 118–135.
6. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
7. История развития Уральского палеоокеана. М.: Издание ИО АН СССР. 1984. 164 с.
8. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала, М., Наука, 1974. 230 с.
9. Карта геологических формаций Урала. Масштаб 1 : 1 000 000 / Гл. ред. О.А.Кондияин. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 3 л.
10. *Костюченко С.Л.* Структура и тектоническая модель земной коры Тимано–Печорского бассейна по результатам комплексного геолого–геофизического изучения // Тектоника и магматизм Восточно–Европейской платформы. М.: Издание фонда “Наука России” Геоинвэкс, 1994. С. 121–133.
11. *Костюченко С.Л., Егоркин А.В.* Внутрикоровые элементы севера Восточно–Европейской платформы // Разведка и охрана недр. 1994. № 10. С. 12–15.
12. *Перфильев А.С.* Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. 223 с.
13. Петрофизика. Кн. 1. М.: Недра, 1992. 391 с.
14. *Погорелов Б.С.* Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири. М.: Наука, 1977. 85 с.
15. *Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
16. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М., Наука, 1980. 184 с.
17. *Соборнов К.О.* Структурные сегменты Уральского пояса надвигов и его нефтегазоносность // Геологии нефти и газа. 1996. № 3. С. 12–19.
18. *Соколов В.Б.* О глубинном строении массивов плагиноносного пояса Среднего Урала // Известия АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 73–81.
19. *Файтельсон А.Ш.* О состоянии земной коры некоторых районов юга СССР // Изв. высш. уч. заведений. Геология и разведка. 1969. № 7. С. 39–48.
20. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
21. *Юдин В.В.* Происхождение Предуральского краевого прогиба. Тектоника северо–востока Европейской платформы. Сыктывкар: издание Коми НЦ УрО АН СССР, 1988. С. 90–97.
22. *Berzin R.G., Oncken O., Knapp J.H., Pezen-Estaun A., Histulin T., Yunuson N., Lipilin A.* Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated Seismic Experiment // Science. V. 274. 1996. P. 220–221.
23. *Echtler H.P., Stiller M., Steinhoff F., Krawczyk C., Suleimanov A., Spiridonov V., Knapp J.H., Menshikov Y., Alvaizer-Marron J., Yunuson N.* Preserved Collisional Crustal Structure of the Southern Urals revealed by Vibroseis Profiling // Science. V. 274. 1996. P. 224–225.
24. *Kostiuchenko S.L., Egorokin A.V., Solodilov L.N.* Plate tectonic elements in the continental lithosphere of the USSR // Abstracts of the XX General Assembly IUGG–IASPEI, Vienna: Printed by RM–Druck und Verlagsgesellschaft Austria. 1991. P. 80.
25. *Puchkov V.N.* The collisional origin of the eclogite–glaucophan–schist belt of the Urals // Ofioliti. 1989. 14 (3). P. 213–220.
26. *Ryzhiy B.P., Druzhinin V.S., Yunusov F.F., Ananyin I.V.* Deep structure of the Urals region and its seismicity // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1992. 75. P. 185–191.
27. *Sobolev N.V., Dobretsov N.L., Bakinov A.V., Shatsky V.S.* Eclogites from various types of metamorphic complexes

- in the USSR and the problems of their origin // *Geol. Soc. of America Mem.* № 164. 1986. P. 349–363.
28. *Sobornov K.O.* Structural relationship of the Northern Urals and adjacent basins // *Pangea: Global Environments and Resources. Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir* 17. P. 145–154.
29. *Steer D.N., Knapp J.H., Brown L.D., Rybalka A.V., Sokolov V.B.* Crustal structure of the Middle Urals based on reprocessing of Russian seismic reflection data // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 123. P. 673–682.

Рецензенты: А.С. Перфильев, А.Л. Книппер

The Lithospheric Structure beneath the Urals: Evidence from Multiwave Deep Seismic Sounding

S. L. Kostiuhenko, A. V. Egorkin, and L. N. Solodilov

GEON Center, Ministry of Natural Resources of the Russian Federation, Moscow

Abstract—Deep seismic surveys (using refracted and wide-angle reflected waves from explosions and converted waves from earthquakes) over the area of the Ural foldbelt and the surrounding Timan–Pechora plate, Eastern European craton, and West Siberian plate provide the basis for seismic/density constructions and shed light on the lithologic composition of consolidated crust in terms of SiO₂ content. We have composed reference geologic–geophysical sections and tectonic models for the Subpolar, Middle, and Southern Urals that elucidate the history of the orogen. The lenticular–laminated structure of the earth's crust has been studied. The distribution of the rock associations of the main structural units of the orogenic area has been characterized to depths of 10–25 km. The middle crustal section shows a flat detachment with an offset of 100–150 km along which the West Siberian lithospheric plate once overthrust the eastern margin of the European craton's structures to form the Uralian orogen. The lower crustal horizons show features suggesting past subduction of rock complexes of the Uralian paleocean.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА ГЕОИДА

© 1998 г. Г. Ф. Уфимцев

Институт земной коры СО РАН

Поступила в редакцию 16.12.96 г.

Форма и рельеф, поверхности геоида имеют высокую степень соответствия с планетарным рельефом Земли и симметрией его структуры и со структурой мантии по данным сейсмической томографии. Крупнейшее Западно-Тихоокеанское поднятие поверхности геоида характеризуется суммированием диссимметрий планетарного рельефа и особенными чертами структуры литосферы. Здесь, видимо, происходят главные процессы преобразования структуры тектоносферы на фоне анизотропно расширяющейся – сжимающейся послегондванской Земли.

Неотектоника как часть геотектоники отличается тем, что широко применяет тектонический анализ рельефа верхнего ограничения литосферы, в том числе с разложением его на ряд “мнимых” поверхностей, строящихся благодаря специальным преобразованиям топографических карт. Примеры их: 1) вершинная поверхность или тектонический рельеф, касательная максимальных высот и 2) базисная, или цокольная поверхность по минимальным отметкам рельефа. Построение подобных мнимых поверхностей является основой морфометрического метода поисков тектонических структур [14], и эффективность этого метода давно не вызывает сомнений.

Во всех подобных построениях мы говорим о рельефе земного шара. Но у неотектоники существует еще одна нереализованная возможность тектонического анализа мнимых поверхностей – это изучение рельефа геоида, и здесь мы можем использовать опыт тектонической интерпретации морфотектонических карт. Рельеф геоида – это совокупность неровностей поверхности равных значений потенциала силы тяжести (геопотенциала), совпадающей с невозмущенной поверхностью Мирового океана [4, с. 143]. До сих пор попытки тектонического толкования элементов рельефа геоида, или поверхности геопотенциала, имели в основном геофизический смысл [2, 3, 5, 10, 11]. Между тем можно полагать, что рельеф геоида несет существенную информацию для глобальных тектонических обобщений, в особенности при сопоставлении с материалами о структуре Земли по сейсмическим данным. Настоящая работа преследует эту цель.

Для достижения этой цели необходимо выполнение двух операций: 1) анализ общей формы геоида и 2) тектоническое истолкование особенностей рельефа геоида как совокупности неровностей его поверхности. Исходные материалы для такого анализа, в том числе карты рельефа геоида, заимствованы из работ [2, 5, 10]. Они отлича-

ются в деталях и по использованным картографическим проекциям. В качестве основы для иллюстраций к статье использована карта-схема рельефа геоида последней из упомянутых выше публикаций. Для содержательных построений весьма важными являются результаты глобальной сейсмической томографии [15], дающие представление об общей структуре Земли и в особенности ее мантии. Фигура и рельеф геоида сопоставлены с результатами анализа симметрии структуры планетарного тектонического рельефа [12, 13, 17]. Под последним понимается рельеф со снятой (“засыпанной”) эрозионно-денудационной составляющей и построенный на уровне неотектонических зон областей и поясов с использованием в качестве основы Карты Мира масштаба 1 : 250 000 на 144 листах, составленной геодезическими службами стран-членов Совета экономической взаимопомощи в 70-е годы. Структура планетарного тектонического рельефа – это совокупность регулярных (упорядоченных) отношений его форм и их нарушений (т.е. явлений симметрии – диссимметрии).

Геоид имеет общую грушеобразную форму с дефицитом высот относительно сфероида в полярной области Южного (–30 м) и низких широтах Северного (–5 м) полушарий (рис. 1). Превышения геоида над сфероидом (до +10–12 м) свойственны большей части Южного полушария и высоким широтам в полярной области Северного полушария [2]. Нетрудно заметить, что возвышаются над сфероидом преимущественно океанические области планеты – Арктика и Южный океан, а понижены Антарктида и Лавразийский материковый пояс. Фигура геоида соответствует общей антисимметрии тектонического рельефа Северного и Южного полушарий, выражающейся, в первую очередь, в антиподальном расположении широтных материковых и океанических поясов. Это соответствие прослеживается и в деталях. Например, великие материковые равнины Северного полушария, открытые на север, имеют

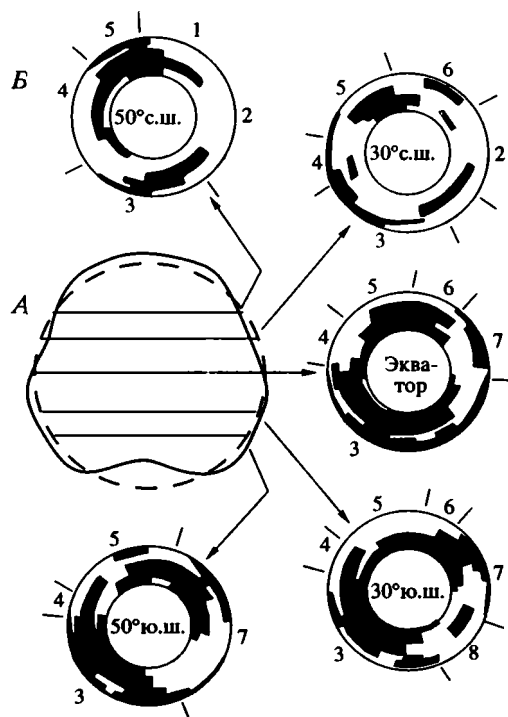


Рис. 1. А – фигура геоида (сплошная линия) в сопоставлении со сфероидом вращения (пунктирная линия), по [2], с упрощениями; Б – Широтные разрезы мантии Земли с распределением “горячего” (черное) и “холодного” (светлое) материала, по [15].

Цифрами обозначены: Европа, 2 – Азия, 3 – Тихий океан, 4 – Америка, 5 – Атлантический океан, 6 – Африка, 7 – Индийский океан, 8 – Австралия.

низкие (обычно не более 200 м) высоты цокольной поверхности, а в южных материках – фрагментах Гондваны – их цоколь располагается обычно на высотах более 300 м и достигает 1000 м в Центральной и Южной Африке.

Столь же хорошо фигура геоида соответствует главнейшим особенностям структуры мантии Земли. Согласно результатам глобальной сейсмической томографии [15], мантия Южного полушария более насыщена материалом пониженной плотности, и, следовательно, доля астеносферы здесь более значительна, чем в Северном полушарии (см. рис. 1). Это позволяет полагать, что отклонения (деформации) фигуры геоида относительно сфероида имеют преимущественно изостатическую природу и являются следствием масштабных процессов, протекающих в мантии Земли. Для понимания их следует обратить внимание на следующие обстоятельства.

Распределение астеносферного вещества в мантии Земли таково, что экваториальная часть ее фактически продолжает ситуацию, свойственную Южному полушарию (см. рис. 1). Тектонический экватор Земли, если так можно выразиться, располагается между 0 и 30° с.ш. и как бы прибли-

жен к широтной системе альпийских и современных подвижных поясов (Карибский регион, Средиземноморье и др.). С этим коррелирует значительное проникновение в Северное полушарие материков и субконтинентов – фрагментов Гондваны, подчиняющихся симметрии тектонического рельефа Южного полушария (ось симметрии 4-го порядка [12]). Такая особенность структуры мантии как бы дополняет общую криволинейную антисимметрию полушарий Земли, когда южная половина планеты превосходит северную и по размерам, и в особенности по объемам астеносферы. Эта ситуация, по-видимому, может быть рассмотрена в рамках предложенной автором гипотезы анизотропно расширяющейся–сжимающейся послегондванской Земли, фактологической основой которой послужили результаты анализа структуры планетарного тектонического рельефа [12, 17].

Суть ее заключается в следующем: Земля в послегондванское время расширяется в Южном полушарии и относительно сжимается в Северном (отсюда грушевидная фигура геоида); фигура планеты выравнивается благодаря перемещению масс с юга на север под влиянием ротационных процессов (не потому ли “тектонический” экватор располагается севернее географического?); небольшие величины отклонений фигуры геоида от сфероида представляют собой результат молодых общепланетарных деформаций, еще не снивелированных ротационными процессами. И фигура геоида, и структура мантии, видимо, хорошо “работают” на эту гипотезу. К этому следует добавить одно обстоятельство. На разрезах мантии Земли (см. рис. 1) хорошо заметен обширный астеносферный канал, отходящий от экваториальной части на север под Африкой и Северной Атлантикой, океаническая котловина которой рассекает Лавразию и является секущим элементом-включением в структуре тектонического рельефа Северного полушария [12].

Обратимся к рельефу поверхности геоида. Главная его особенность – это наличие двух крупных поднятий и двух понижений, чередующихся в широтном направлении (рис. 2). Наиболее высокое поднятие рельефа геоида (+78 м) располагается в Западно-Тихоокеанском регионе, и на запад оно сменяется обширным понижением (–112 м) в Индийском океане, простирающимся на север вплоть до Арктического побережья. Далее на запад располагается крупное поднятие в Северной Атлантике (+68 м), сменяемое сложно устроенным понижением с центром в Карибском регионе (–60 м), включающим три частных опускания. Такое в общем регулярное чередование поднятий и понижений рельефа геоида описывается симметрией круга, разделенного на четыре сектора, два из которых черные, другие два белые: 2 плоскости симметрии и 2 плоскости антисимметрии,

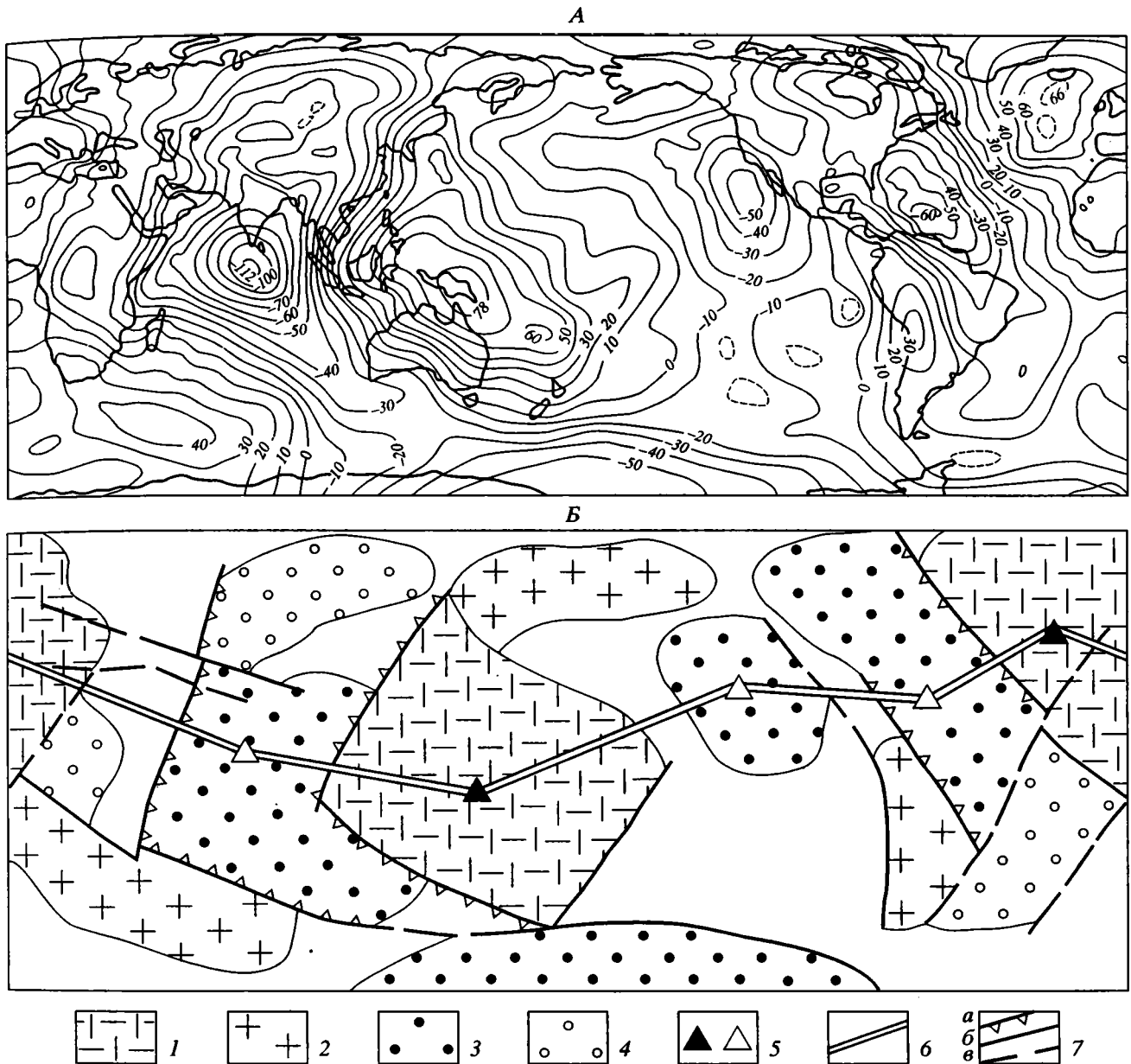


Рис. 2. А – рельеф поверхности геоида [10], изолинии в метрах; Б – районирование рельефа геоида 1 – высокие и 2 – низкие поднятия; 3 – глубокие опускания; 4 – небольшие понижения; 5 – центры поднятий и опусканий; 6 – линия максимальных изменений рельефа поверхности геоида; 7 – линеаменты поверхности геоида: а – крупнейшие градиентные зоны; б – невысокие уступы, в – прочие.

ось симметрии 2-го порядка и ось антисимметрии 4-го порядка. Главное же в том, что эта симметрия форм описывается той же группой симметрии, что и структура мантии на ее широтных разрезах, где мы видим такое же чередование “горячих” и “холодных” секторов (см. рис. 1); разумеется это выполняется в рамках криволинейной симметрии.

В упорядоченной системе поднятий и понижений рельефа геоида мы наблюдаем и другие интересные особенности. Первая из них – это распо-

ложение центральных точек этих форм. В Западной Пацифике и в Индийском океане центры наибольших поднятий и понижений рельефа геоида располагаются на экваторе или несколько южнее его. А в регионе Северной Атлантики и Северной Америки эти характерные точки рельефа геоида расположены значительно севернее экватора (см. рис. 2), до 40-45° с.ш., что также находится в соответствии со структурой мантии Земли. Можно говорить о том, что общая регулярность чередования долготных волн поднятий

и понижений рельефа геоида характеризуется их своеобразным искривлением со смещением наибольших значений от экватора в северное полушарие в Атлантическом секторе планеты.

Быть может, с этой особенностью расположения поднятий и понижений рельефа геоида связана другая – вся их система разделяется на две группы сопряженных форм с разными симметрическими отношениями (см. рис. 2). Западно-тихоокеанское поднятие и Индоокеанское понижение рельефа геоида имеют близкие четырехугольные формы и северо-западное простирание, их западные и юго-западные ограничения представляют собой протяженные уступы поверхности геопотенциала, а на севере эти формы надстраиваются соответственно гигантскими подобиями структурного мыса и структурного залива с изгибом их в восточных румбах (см. рис. 2). Словом, это совершенно антианалогичные формы, совмещающиеся посредством операции широтной антиотражения.

Пара форм, расположенная в Атлантике и Америке, характеризуется другими отношениями. Во-первых, эти формы обладают более сложной конфигурацией. Карибско-североамериканский минимум высот поверхности геоида сопровождается с юго-запада поднятием в Андах, а североатлантический максимум – небольшим опусканием в Центральной Африке. И максимум, и минимум высот поверхности геоида в этой части планеты с юга надстраиваются продолжениями, имеющими противоположные простирания. Если рассматривать эту ситуацию в целом, то можно видеть, что западная (Америка и северо-восточная часть Тихого океана) и восточная (Атлантика, Африка и юго-запад Индийского океана) группировки элементов рельефа геоида представляют собой антианалогичные комбинации, связанные между собой отношениями зеркально-го антиотражения (плоскость антисимметрии).

Упорядоченные группировки крупнейших форм рельефа поверхности геоида, нарушение этой упорядоченности, выражающееся, например, в “искривлении” на север долготной трансляции форм в Американско-Северо-Атлантическом регионе, определенно связаны, как видим, с общей структурой мантии Земли. Но это предварительный результат, и многие особенности наблюдаемой ситуации требуют дальнейшего изучения и тектонического истолкования. В особенности это касается наблюдаемого чередования волн поднятий и опусканий поверхности геоида и распределения горячего и холодного вещества в мантии, описываемых одной группой симметрии.

Следующая особенность рельефа поверхности геоида – это протяженные градиентные зоны поверхности геопотенциала. В первую очередь, это Урал-Оман-Мадагаскарская зона, с которой оп-

ределенно связан и эпиплатформенный Уральский орогенический пояс [1], представляющий собой шовное глыбовое поднятие на границе геоблоков древней и молодой платформ. Аналогичная градиентная зона поверхности геопотенциала располагается субпараллельно первой вдоль восточной окраины Азии, где одним из ее геологических выражений, видимо, являются окраинно-материковые вулканические и тектоно-магматические пояса. Обе эти градиентные зоны – Урал-Оман-Мадагаскарская и Восточно-Азиатская – южнее экватора сопрягаются под прямым углом с аналогичными зонами северо-западного простирания (см. рис. 2).

На другой половине Земли мы можем выделить также две протяженные градиентные зоны поверхности геоида – Северо-Атлантическую и Карибско-Южно-Американскую, которые в противоположность вышеописанным имеют северо-западное простирание, а их возможные продолжения в Южном полушарии, впрочем, слабо выраженные, – северо-восточное простирание. Такие комбинации градиентных зон как бы дополняют различия в структурных комбинациях форм рельефа поверхности геоида в Западно-Тихоокеанском и Индоокеаническом сегменте Земли, с одной стороны, Атлантическом и Американском, с другой. В настоящее время более или менее определенно о тектоническом значении мы можем говорить лишь в отношении Урал-Оман-Мадагаскарской зоны, остальные же требуют изучения.

И еще одно замечание в отношении Северо-Атлантической градиентной зоны геопотенциала. По-видимому, она имеет продолжение и на юго-восток, пересекает Южную Африку и соединяется с юго-восточным продолжением Урал-Оман-Мадагаскарской зоны. Таким образом, мы, возможно, имеем одну градиентную зону геопотенциала, диагонально пересекающую Землю от одного ее полярного района до другого. В районе Африки можно выделить поперечные смещения этой зоны по линеаментам северо-восточного простирания. При этом Средиземноморский бассейн оказывается в тылу как бы смещенный на юго-запад Гвинейской секции рассматриваемой градиентной зоны.

Можно предположить, что Северо-Атлантическая градиентная зона поверхности геоида является выражением западной границы упомянутого ранее канала астеносферы, протягивающегося из “горячего” Южного полушария в Северное под Африкой, Восточной и Северной Атлантикой (см. рис. 1, 2).

Западно-Тихоокеанское поднятие поверхности геоида примечательно во многих отношениях. В этом регионе суммируются нарушения симметрии тектонического рельефа, позволяющие говорить об общей западнотихоокеанской его диссимметрии. Если руководствоваться универсальным

принципом симметрии (принципом П.Кюри), можно высказать предположение, что в регионе Западной Пацифики сейчас (вернее, в позднем мезозое и кайнозое) происходят главные процессы, преобразующие недра и рельеф Земли. Может быть эту мысль лучше выразить следующим образом: процессы в мантии и литосфере Западно-Тихоокеанского региона имеют особенности, отличающие их от упорядоченной глубинной молодой геодинамики остальной Земли. Но, к сожалению, мы еще не обладаем ключом к их познанию. Поднятие рельефа геоида в этом регионе совпадает с площадью западнотихоокеанской диссимметрии планетарного тектонического рельефа – от окраинно-континентальных поднятий джугджурского типа на западе до Гавайских островов и архипелага Лайн на востоке [13]. Соответственно в неотектоническом и тектоническом отношении этот регион обладает особенными чертами, главнейшие из которых следующие.

В осевой части Западно-Тихоокеанского поднятия поверхности геоида располагается уникальный на Земле пояс современных подвижных зон – островодужных поднятий и глубоководных желобов и тесно сопряженных с ними задуговых рифтов и зон спрединга в глубоководных котловинах окраинных морей. Эти последние формы объединены в специфический рифтовый пояс [9], входящий, во-первых, в упорядоченное чередование субмеридиональных частей мировой системы рифтов через 90° по долготе. Во-вторых, мы имеем здесь дело со специфическими проявлениями рифтогенеза, отличными от таковых в срединно-океанических хребтах. И при этом в Западной Пацифике рифтогены тесно сопряжены с зонами сжатия литосферы.

Широкое восточное крыло Западно-Тихоокеанского поднятия поверхности геоида также имеет специфический тектонический сложный устроенный рельеф – это область подводных гор, плато и поднятий. Рельеф этого региона часто объединяется под названием подводного поднятия Дарвина. Последнему приписывают нередко реликтовую природу [16]. Реликтовая ли она в действительности? Вряд ли, поскольку в этой части Тихого океана литосфера обладает особенностями строения, отличными от стандартной океанической. Сюда входит повышенная мощность земной коры и ее слоев и их особые геофизические свойства, так что вдоль подошвы восточного крыла поднятия рельефа геоида выделяется пологая литосферная флексура [7, 8]. По совокупности геоморфологических, геологических и геофизических признаков этой флексуры придается большое тектоническое значение и она выделяется под названием Великого Тихоокеанского геораздела [6].

Взгляд на восточное крыло западнотихоокеанской диссимметрии тектонического рельефа Земли как на реликтовое поднятие Дарвина вряд ли правомерен. Скорее всего область подводных гор Западной Пацифики находится в эволюционных отношениях с системой островодужных поднятий, задуговых рифтов и зон задугового спрединга переходной зоны от континента к океану. И эта неповторимая на Земле по масштабам и структуре группировка форм тектонического рельефа, приуроченная к крупнейшему на планете поднятию поверхности геоида, несомненно, является геоморфологическим (неотектоническим) выражением особенных процессов, протекающих в мантии и литосфере западной части Тихого океана.

Конечно, при современном уровне наших знаний изучение формы геоида и рельефа его поверхности доставляет больше вопросов, нежели ответов. Но определенно можно говорить о том, что в свойствах поверхности геоида опосредованно заключена большая информация о структуре мантии и процессах, происходящих в ней во время последнего (альпийского) геотектонического цикла. Из вопросов, разжигающих авторское любопытство, хочется указать на два.

Во-первых, это положение в рельефе поверхности геоида Альпийско-Гималайского подвижного пояса. Последний обнаруживает явную приуроченность к встречно ориентированным структурным мысам рельефа поверхности геоида, разделенным “структурным заливом”, отвечающим Памиро-Пенджабскому синтаксису.

Во-вторых, требует изучения положение осевых частей срединно-океанических хребтов в рельефе геоида: они то скользят по простиранию градиентных зон поверхности геопотенциала, то пересекают их под прямыми или крутыми углами. Не влияет ли это на структуру и геодинамику упомянутых форм?

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (96-05-64773).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алейников А.А., Беллавин О.В. Урал в системе планетарных линейментов // Земная кора и полезные ископаемые Урала. Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. С. 3-9.
2. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мысль, 1974. 275 с.
3. Винник Л.П., Лукк А.А., Мирзокурбонов М., Тарканов Ю.А., Черевко Т.Н. Источники крупнейших ундуляций геоида по сейсмическим и гравитационным данным // Докл. АН СССР, 1978. Т. 241. № 4. С. 789–792
4. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 487 с.

5. Земля. Введение в общую геологию / Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др. М.: Мир, 1974. 847 с.
6. Красный Л.И., Гершанович Д.Е. Планетарные неоднородности Тихоокеанского сегмента Земли // Тез. докл. XIV Тихоокеанского научного конгресса. Секция П. М.: Тихоокеанская научная ассоциация, ВИНТИ, 1979. С. 111–113.
7. Кунин Н.Я. Строение литосферы континентов и океанов. М.: Недра, 1989. 286 с.
8. Кунин Н.Я., Семенова Г.И. Комплексная геофизическая характеристика основных тектонических структур ложа Тихого океана и вопросы развития земной коры // Тихоокеанская геология, 1982. № 6. С. 28–35.
9. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП, Отд. геол., 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 3–15.
10. Тараканов Ю.А. Неровная поверхность океана // Природа. 1976. № 1. С. 106–111.
11. Тараканов Ю.А., Винник Л.П. Новая интерпретация ундуляций геоида на море // Докл. АН СССР 1975. Т. 220. № 2. С. 339–341.
12. Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. Новосибирск: Наука, 1991. 169 с.
13. Уфимцев Г.Ф. Диссимметрия мегарельефа Земли в Западно-Тихоокеанском регионе // Геоморфология. 1992. № 4. С. 27–32.
14. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовск. гос.ун-та, 1975. 232 с.
15. Хаин В.Е., Зверев А.Т. Динамика литосферы и сейсмотомография // Природа. 1991. № 4. С. 32–39.
16. Шенард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, 1976. 488 с.
17. Ufimtsev G.F. Symmetry of the Earth's Planetary Relief // *Geojournal*. 1991. Vol. 25. № 4. P. 359–366.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, В.Н. Шолпо

Tectonic Analysis of the Geoid Topography

G. F. Ufimtsev

Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Irkutsk

Abstract—The shape and surface topography of the geoid show a high degree of similarity with the planetary relief of the earth and with its structural symmetry and the mantle structure from seismic tomography data. The largest West Pacific geoid surface high demonstrates the summation of planetary topographic dissymmetries and some specific structural features of the lithosphere. In all probability, the tectonosphere is the zone that undergoes major restructuring against the background of the anisotropic expansion–contraction of the post-Gondwanan earth.

УДК 551.248.2(59)

КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЕ С СОБЫТИЯМИ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЕВРАЗИАТСКОЙ ПЛИТЫ

© 1998 г. С. В. Рассказов, Н. А. Логачев, А. В. Иванов

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

Поступила в редакцию 27.06.96 г.

Для оценки пространственно-временных соотношений коллизионного, субдукционного и внутриплитного подлитосферного геодинамических факторов на юго-востоке Евразийской плиты и их роли в развитии Байкальской рифтовой системы рассматривается последовательность тектонических и магматических событий в подвижных зонах этой территории в интервале с 25 млн. лет назад до настоящего времени. Важнейшие глубинные термальные события на межплитных границах выражены бимодальным вулканизмом в интервалах 17–13 млн. лет назад (Японское море) и 13–8 млн. лет назад (зона Индо-Азиатской коллизии). Пульсационное усиление термальной внутриплитной активности подлитосферной мантии Байкальской рифтовой системы проявлено эпизодами щелочнобазальтового вулканизма. Около 20, 16, 5 и 0.7 млн. лет назад вулканизм сопровождал воздымание территории. Эти импульсы воздымания совпадали с такими же импульсами в Индо-Азиатской коллизионной зоне, поэтому предполагается, что коллизионные сжимающие тектонические напряжения играли роль “спускового механизма” внутриплитных деформаций. На обширной территории восточной окраины Евразийской плиты, включая северо-восточную часть Байкальской рифтовой системы, в раннем–среднем миоцене формировались крупные субмеридиональные зоны растяжения с правосторонней сдвиговой компонентой. В позднем миоцене кинематика рифтовых структур этой территории менялась в связи с усилением контроля рифтогенеза шовными зонами коры и сжатием во фронте столкновения Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю. Исключение составляет рифтовая зона Фэн-Вэй. Правосторонняя сдвиговая компонента присутствует в ее центральном субмеридиональном сегменте, формировавшемся в плиоцен-четвертичное время.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования последних лет показывают, что новейший рифтогенез в юго-восточной части Евразийского континента обусловлен тремя главными геодинамическими факторами: 1) разогревом подлитосферной части мантии при подъеме горячего материала из ее глубинных частей, 2) взаимным столкновением континентальных частей литосферных плит и 3) субдукцией океанических плит под континент.

На глубинный разогрев подлитосферной мантии обширной юго-восточной части Евразийской плиты указывают аномально низкие скорости сейсмических волн в интервале глубин от подошвы литосферы до 200 км и более [16]. Проявления внутриплитного вулканизма рассматриваются как проекция на земную поверхность горячего Восточно-Азиатского мантийного поля [4, 21]. Коллизионные процессы проявляются на границах Индийской и Евразийской, Евразийской и Северо-Американской плит [5, 38]. Субдукционная обстановка характеризует в целом мезозойско-кайнозойское развитие островных

дуг западной части Тихого океана и восточной окраины Азии. Для целей настоящего исследования представляет интерес развитие позднекайнозойских субдукционных процессов в районе Японского архипелага, где субдукция сопровождалась мощным задуговым рифтогенезом [30, 44].

Внутриплитные позднекайнозойские подвижные системы юго-восточной части Евразийской плиты подразделяются на рифтовые и орогенные. В первых преобладает растяжение, во вторых, наряду с районами растяжения, есть районы сжатия. К рифтовым относятся внутриконтинентальные Байкальская, Периордоская [11] и окраинно-континентальная Восточно-Китайская системы, к орогенным – Центрально-Азиатская и Олекмо-Становая системы. Байкальская рифтовая система находится между орогенными системами, а Периордоская и Восточно-Китайская системы – между Индо-Азиатской коллизионной зоной и прилегающей частью Центрально-Азиатской орогенной системы на западе и зоной задугового рифтогенеза на востоке (рис. 1).

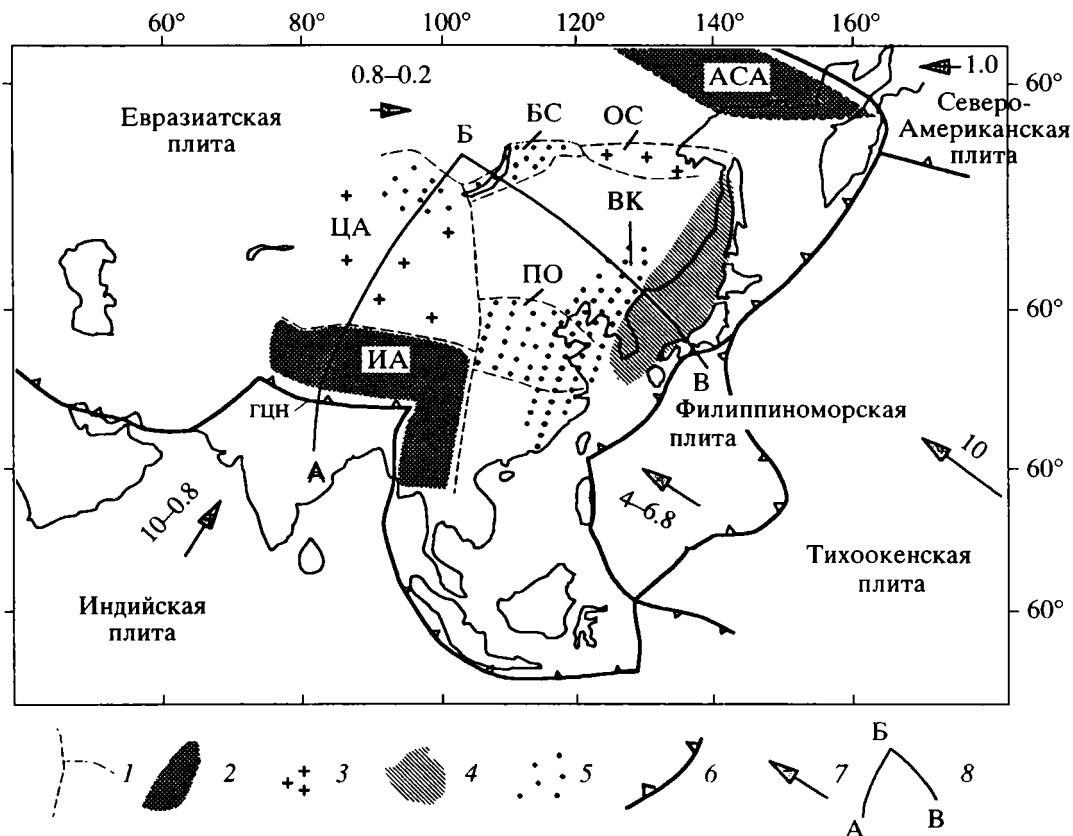


Рис. 1. Позднекайнозойские подвижные системы юго-восточной части Евразийской плиты.

1 – границы районов с высокой сейсмической активностью, по данным [5, 17, 39]; 2 – коллизионные зоны (ИА – Индо-Азиатская, АСА – Азиатско-Северо-Американская); 3 – орогенные системы (ЦА – Центрально-Азиатская, ОС – Олекмо-Становая); 4 – Япономорская зона задугового рифтогенеза; 5 – рифтовые системы (БС – Байкальская, ПО – Периордоская, ВК – Восточно-Китайская); 6 – межплитные границы (ГЦН – Главный Центральный Надвиг в зоне Индо-Азиатской коллизии); 7 – направления абсолютного движения плит и интервалы изменения скоростей (см/год) с миоцена до настоящего времени, по данным [5, 12, 14, 37, 41] (скорость смещения Тихоокеанской плиты остается постоянной, для западного края Северо-Американской плиты показана современная скорость [5, 12]); 8 – линия профиля рис. 4.

Для выяснения пространственно-временных соотношений коллизионного, субдукционного и внутриплитного подлитосферного геодинамических факторов на юго-востоке Евразийской плиты и их роли в новейшем рифтогенезе Прибайкалья в настоящей работе рассматривается последовательность тектонических и магматических событий в подвижных зонах юго-востока плиты в позднем кайнозое, с 25 млн. лет назад до настоящего времени.

СОБЫТИЯ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЕ

Новейшие структуры. Северо-восточной части Байкальской рифтовой системы свойственны сегменты растяжения со сдвиговой компонентой [15]. Два из них (Сакукан-Чарский, Ципа-Муяканский) ориентированы субмеридиально и имеют правостороннюю сдвиговую компоненту. Другие сегменты (Муя-Удоканский, Рель-Верхнеангарский) простираются в субширотном на-

правлении. Отчетливое кулисное расположение впадин в Рель-Верхнеангарском сегменте обусловлено проявлением левосторонней сдвиговой компоненты. Муя-Удоканский сегмент характеризуется более сложными деформациями. Субширотные сегменты составляют зону, известную под названием Байкало-Чарской [19]. Субмеридиональные сегменты формировались в среднем-позднем миоцене, а субширотные – с позднего миоцена до настоящего времени. Левосторонние смещения в Муя-Удоканском сегменте были сопряжены с раскрытием Северо-Байкальской впадины, начавшемся в позднем миоцене [7, 15].

В юго-западной части рифтовой системы выделяется сегмент в виде крупного С-образного поднятия горных хребтов, окружающих Окинское плоскогорье с юга, запада и северо-запада (рис. 2). Субширотные рифтовые долины протягиваются вдоль ветвей этого поднятия, а субмеридиональные долины занимают по отношению к нему радиальное положение.

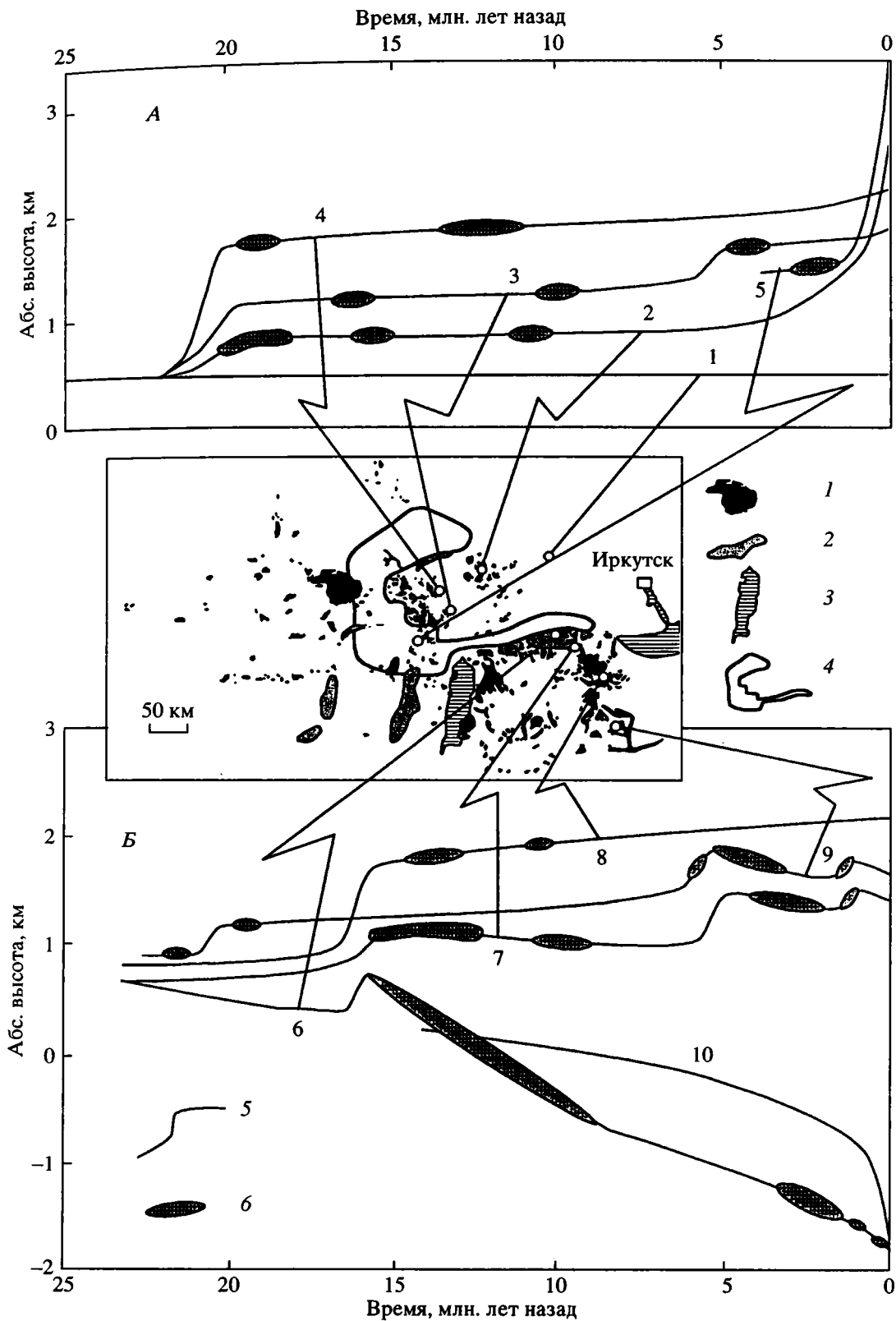


Рис. 2. Эпизодичность вулканизма и вертикальные движения в юго-западной и центральной частях Байкальской рифтовой системы (объяснения в тексте).
 1 – базальты; 2 – “сухие” впадины; 3 – впадины-озера; 4 – высокое поднятие; 5, 6 на А и Б: 5 – кривые поднятий и опусканий; 6 – вулканизм.

Вулканизм. В южной части Ципа-Муяканского сегмента находится Витимское вулканическое поле, а в восточной части Муя-Удоканского – Удоканское. Излившиеся первые порции лав 15–14 млн. лет назад на Витимском поле были представлены ассоциацией пикробазальтов, высокотитанистых щелочных базальтов и лейкобазальтов, а на Удоканском поле – оливиновыми мелалейцититами и высокомагнезиальными базанитами. Более поздние продукты извержений на обоих полях – щелочные оливиновые базальты, базаниты и их дериваты.

Вулканические поля находятся в тылу С-образного поднятия, на Окинском плоскогорье, и распространяются в его фронтальной части на 150–200 км. На Окинском плоскогорье на протяжении миоцена изливались оливиновые толеиты и щелочные оливиновые базальты. В плиоцен-четвертичное время вулканические извержения происходили преимущественно по фронту поднятия. Существенную роль в них играли базаниты, содержащие глубинные включения [13].

Рифтогенные движения. Время и амплитуды вертикальных движений в Прибайкалье определяются по данным о возрасте осадочных отложений и базальтовых лав в эрозионных формах рельефа. На рис. 2 схематично представлены результаты выполненных прежде [13] и новых исследований авторов на вулканических полях юго-западной части рифтовой системы.

В Предсаянской части Иркутского амфитеатра юга Сибирской платформы развиты мел-палеогеновые коры выветривания и распространены маломощные линзы миоценовых отложений [8]. В позднем кайнозое эта территория не испытывала существенных вертикальных движений. Интервал ее абсолютных высот 450–550 м (уровень 1 на рис. 2А) соответствовал базису эрозии и определял глубину расчленения сопредельного поднятия Восточного Саяна.

Восточная и центральная части Окинского плоскогорья относятся к Бельскому своду [14]. В его восточной части, в районе горы Ермоскин-Сарьдаг (кривая 2, на рис. 2А), поднятие, предшествовавшее эпизоду вулканизма 21–20 млн. лет назад, составило первые сотни метров. Около 19 млн. лет назад лавы заполняли новые заглубленные в фундамент эрозионные врезы. С 16 до 10 млн. лет назад покровы лав продолжали наращивать вулканическую толщу вверх. После затухания вулканизма, в позднем миоцене, плиоцене и антропогене территория воздымалась и была расчленена на глубину более чем 1000 м. Центральная часть Окинского плоскогорья (кривая 4, на рис. 2А) перед извержениями лав 20–19 млн. лет назад была расчленена на 700 м. Современный тальвег р. Оки углублен относительно подбазальтовой палеодолины не более чем на 70 м.

В южной части плоскогорья (кривая 3, на рис. 2А) начальное поднятие 20–19 млн. лет назад было менее значительным, чем в его центральной части. Не исключено, что восходящие движения продолжались до лавовых излияний, прошедших около 16 млн. лет назад. Лавы с возрастом 11–10 млн. лет находятся гипсометрически выше. Новый врез предшествовал вулканическим извержениям около 5 млн. лет назад. Современный тальвег р. Оки углубился по отношению к этому врезу на 60–70 м. В южном горном обрамлении Окинского плоскогорья, на хр. Мунку-Сардык, базальты занимают “вершинное” положение. По-видимому, хребет быстро воздымался после вулканических извержений в четвертичное время (кривая 5, на рис. 2А).

Эпизод воздымания около 20 млн. лет назад отчетливо выражен в бассейне р. Джиды (кривая 9 на рис. 2Б). Излияния базальтовых лав на вершинах с возрастом 21 млн. лет предшествовали эрозионному расчленению территории. Около 19 млн. лет назад лавы заполняли палеодолины глубиной до 200 м. Новое расчленение этой территории сопровождалось вулканическими извержениями в интервале 5–3 млн. лет назад. Территория опускалась, и палеодолины заполнялись лавами и осадками. Еще один эпизод поднятия был между излияниями лав 0.8 и 0.6 млн. лет назад.

Хребет Хамар-Дабан воздымался в основном перед эпизодом вулканических извержений около 14 млн. лет назад (кривая 8, на рис. 2Б). Южный борт Тункинской рифтовой долины испытывал более сложные вертикальные движения (кривая 7). Поднятие перед извержениями в интервале 16–13 млн. лет назад сменилось относительным опусканием. Эпизоды восходящих движений 6–5 и 0.8–0.6 млн. лет назад сопоставляются с подобными эпизодами поднятий в бассейне р. Джиды.

Кривая 6 на рис. 2Б показывает начало нисходящих движений в наиболее глубокой (2.5 км) части Тункинской впадины в позднем олигоцене. Около 16 млн. лет назад территория воздымалась и расчленялась. На Еловской перемычке между Тункинской и Торской впадинами излившиеся в это время базальты заполнили палеодолины глубиной не менее 100 м. После этого импульса воздымания скорость погружения Тункинской впадины существенно увеличилась. Во временных интервалах средне-позднемиоценового и плиоцен-четвертичного вулканизма скорость накопления лав и осадков составляла приблизительно 0.18–0.19 мм/г. Во время перерыва вулканической деятельности 8–3 млн. лет назад скорость заполнения впадины была вдвое меньшей.

Для сопоставления с Тункинской впадиной на рис. 2Б нанесена кривая опускания Усть-Селенгинского дельтового прогиба, расположенного на краю Южно-Байкальской впадины в центральной части рифтовой системы (кривая 10). В миоцене и

плиоцене скорости погружения обеих впадин были приблизительно одинаковыми. Скорость погружения дельты р. Селенги существенно увеличилась в четвертичное время.

Эпизоды вулканизма и воздымания на Витимском и Удоканском полях северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы в общем сопоставляются с такими же событиями в Тункинской впадине и ее окружении. Витимское плоскогорье воздымалось с образованием впадин перед вулканизмом, начавшимся 15–14 млн. лет назад. С 15 до 8 млн. лет назад территория опустилась не менее чем на 100 м. В дальнейшем, до четвертичного времени, вертикальные движения не возобновлялись. По пространственному распределению разновозрастных вулканитов выделяются три интервала вулканической деятельности: 1) 15–8, 2) 4–3 и 3) 1.1–0.8 млн. лет назад. Вулканиты первого интервала установлены в субширотной полосе, протягивающейся от восточной части поля до западной на расстояние 90 км при ширине до 40 км. Во время второго интервала вулканизм контролировался северо-восточными и субмеридиональными структурами. Лавовые извержения охватили практически всю территорию вулканического поля. Заключительный вулканический интервал представлен одиннадцатью вулканами, образующими зону север-северо-западной ориентировки протяженностью около 90 км.

Контроль вулканизма на Витимском поле субширотными и субмеридиональными зонами, по видимому, отражает кульминации напряженного состояния коры в связи с раскрытием южной и северной частей котловины оз. Байкал. Субширотная вулканическая зона интервала 15–8 млн. лет назад совпадала по направлению с простиранием активно прогибавшейся в это время впадины Южного Байкала. Обширные извержения 4–3 млн. лет назад соответствовали по времени интенсивному погружению впадины Северного Байкала. Возникновение на Витимском поле 1.1–0.8 млн. лет назад вулканической зоны север-северо-западной ориентировки может быть следствием существовавшего в это время режима релаксации тектонических напряжений на краю рифтовой системы [15].

Северная часть Удоканского вулканического поля расположена в Ингамакитской рифтовой впадине и окружающих ее рифтовых структурах. Здесь установлены вулканические эпизоды около 14 и в интервале 3.2–2.4 млн. лет назад. От юго-восточной части Удоканского поля до его западной окраины протягивается Чукчудинская ослабленная зона. В ней различаются интервалы вулканизма 9.6–7.4; 4.0–2.6 и 1.8–0.002 млн. лет назад. Отчетливо выделяется эпизод поднятия и эрозийного расчленения территории перед извержениями, начавшимися около 4 млн. лет назад.

СОБЫТИЯ В РИФТОВЫХ СИСТЕМАХ КИТАЯ

Новейшие структуры. Восточно-Китайская рифтовая система состоит из серии субпараллельных односторонних асимметричных грабенов и разделяющих их поднятий, вытянутых вдоль ее простирания. Периордоская рифтовая система представлена северо-западной ветвью грабенов (рифтовая зона Иньчуань) и юго-восточной ветвью (рифтовая зона Фэн-Вэй или Шанси) в окружении жесткого Ордосского докембрийского массива [11, 42]. В северной части Восточно-Китайской рифтовой системы сейсмичность проявлена слабо, а ее центральная часть более сейсмоактивна. По этому признаку центральная часть Восточно-Китайской системы объединяется с Периордосской рифтовой системой в единый Северо-Китайский сейсмический блок [39].

Вулканизм. Кайнозойские вулканиты распространены спорадически по всей территории Восточно-Китайской системы. Вулканизм начался в палеоцене, достиг максимума в раннем эоцене и постепенно ослабевал в позднем эоцене и олигоцене. Неоген-четвертичные вулканические породы распространены преимущественно вдоль субмеридиональной зоны разломов Танчэнг–Луджианг (Танлу). В ее центральной части, в пределах Северо-Китайской равнины (равнины Хубэй), щелочные оливиновые базальты изливались в интервале 20.7–15.8 млн. лет назад. В интервале 14.3–10.6 млн. лет назад они сменились базанитами с глубинными включениями. Затем, в интервале 9.8–4.4 млн. лет назад, вулканизм сместился в центральную и восточную части зоны Танлу и был представлен спектром лав от нефелинитов, базанитов до щелочных оливиновых базальтов. На полуострове Шаньдун щелочные базальты изливались в интервале 16.8–9.7 млн. лет назад. Затем были эпизоды их извержений 5.6 и 4.4 млн. лет назад [47].

В Северо-Восточном Китае раннемиоценовая вулканическая деятельность была относительно слабой и рассредоточенной, а в среднем и позднем миоцене объем лавовых извержений увеличился. В интервале 16–13 млн. лет назад изливались высокощелочные лавы с мантийными ксенолитами. Наиболее молодая датировка ксенолитсодержащих лав вулканического комплекса Йитонг – 9.3 млн. лет [43]. В интервале 12–5 млн. лет назад состав лав был преимущественно щелочно-оливин-базальтовым [47].

В плиоцене вулканизм в Восточно-Китайской системе угас и был ограничен трахит-пантеллеритовыми извержениями на вулканическом поле Шангбашан. Базальтовый вулканизм возобновился с конца плиоцена.

На поле Шангбашан К–Аг датированием определены эпизоды вулканизма 19.9; 15.1; 4.2; 2.6;

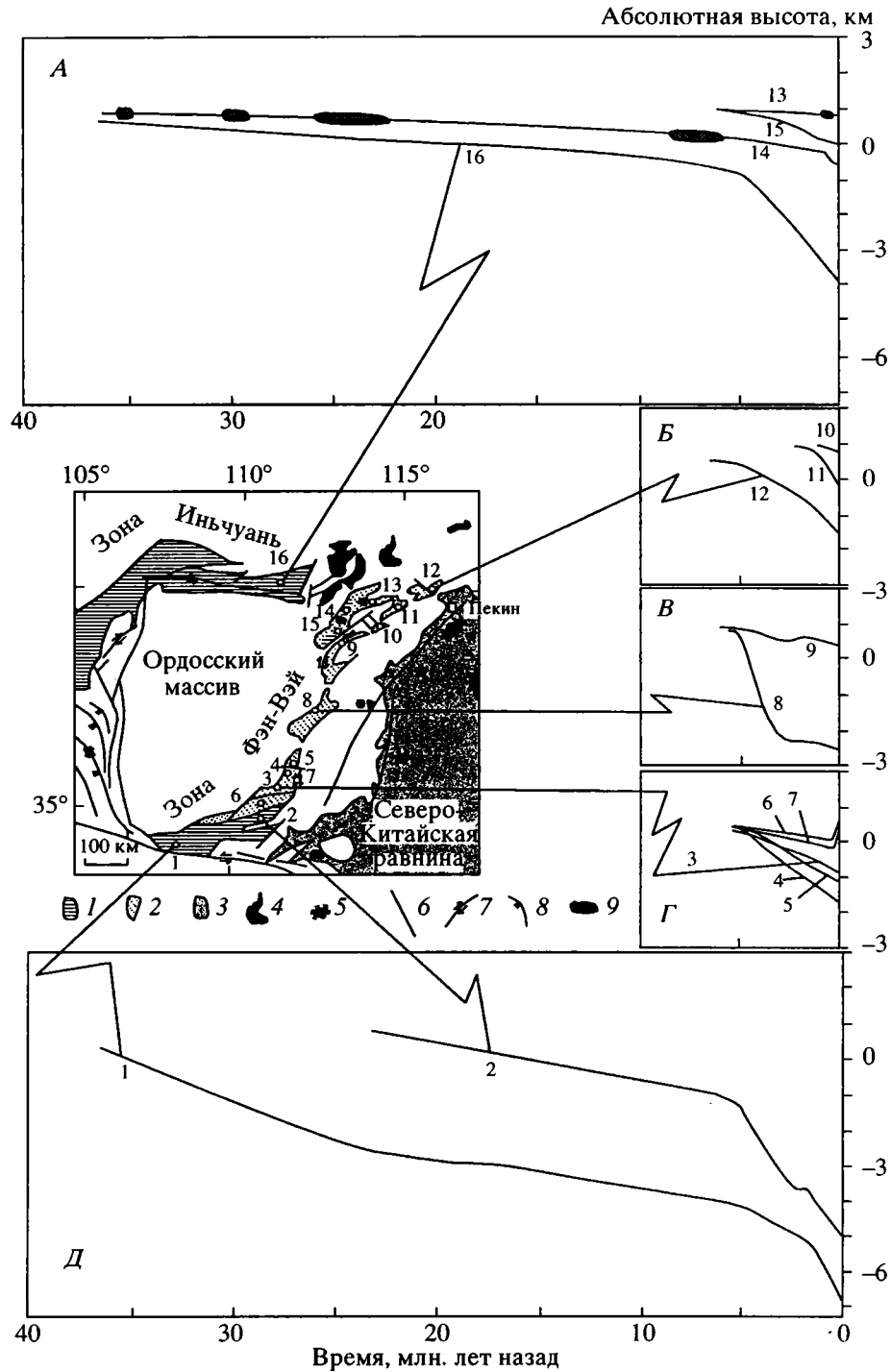


Рис. 3. Эпизодичность вулканизма и вертикальные движения в восточной части Перииордосской рифтовой системы. 1, 2 – впадины Перииордосской системы: 1 – заложенные в эоцене, олигоцене и миоцене; 2 – плиоцен-четвертичные; 3 – палеогеновые впадины Восточно-Китайской рифтовой системы; 4 – кайнозойские базальты; 5 – то же, погребенные под осадочными толщами; 6 – крупные разломы, образовавшиеся при растяжении коры; 7 – сдвиги; 8 – взбросы; 9 – вулканические эпизоды (на врезке А). На врезках Б–Д показаны кривые прогибания и накопления осадков в рифтовой ветви Фэн-Вэй по разрезам из работы [42]; цифрами обозначены участки разрезов наибольшего погружения впадин Вэйхэ (1), Юнчэнг (2), Хоума (3), Линфынь (4), Хонгдонг (5), позднеплейстоценовые инверсионные поднятия Емей (6) и Ксижу (7), участки максимальных погружений во впадинах Тайюань (8), Хин-Динг (9), Лингкью (10), Юксиан (11), Янкинг (12). На врезке А нанесены кривые накопления отложений во впадине Датун, расположенной в районе сочленения рифтовых ветвей Фэн-Вэй и Иньчуань (районы: 13 – Янгыуан, 14 – Хуайрэн, 15 – Хиньуан), а также кривая накопления отложений во впадине Хетао рифтовой ветви Иньчуань (16). Для построения последней кривой использован разрез, приведенный в работе [11].

1.66; 1.5; 1.41; 1.17; 0.6–0.09, 0.068; 0.035 млн. лет назад, радиоуглеродным датированием установлены извержения 7854 (± 180), ~5140, ~1200, 1153 (± 60) лет назад, а по исторической документации (календарные даты) – извержения в 820, 895 (± 70), ~1050, 1409 (± 70), 1413, 1597, 1668, 1702 и 1903 годах [27, 45–47]. Во время первых двух эпизодов изливались, соответственно, щелочные оливиновые базальты и оливиновые толеиты. Продукты других извержений имели трахитовый и пантеллеритовый составы. В плейстоцене изливались щелочные базальты.

В восточной части Северо-Восточного Китая, на вулканическом поле Удалианчи, извержения происходили ~2.076 (± 0.054); 1.46–1.05; 0.88–0.7; 0.57–0.4; 0.34–0.28; 0.19–0.17 млн. лет назад и в 1719–1721 годах. Наиболее продуктивными были четвертый и пятый вулканические эпизоды [40]. Состав щелочнобазальтовых лав поля Удалианчи высококальциевый.

В отличие от Восточно-Китайской рифтовой системы, в Периордосской системе магматизм проявлен слабо. Выходы вулканических пород имеются только в ее северо-восточной части, в области сочленения рифтовых ветвей Иньчуань и Фэн-Вэй. Вулканические извержения сопровождали ранний рифтогенез в интервале 36–22 млн. лет назад во впадине Датун и сопредельной территории между впадинами Датун и Хетао. Позднемиоценовые извержения на этой же территории в интервале 8.8–5.8 млн. лет назад (базальты Ханнуоба) непосредственно предшествовали плиоцен-четвертичному усилению рифтогенеза. Четвертичный вулканизм в интервале 1.27–0.23 млн. лет назад сосредоточился во впадине Датун [42].

На территории между Северо-Китайской впадиной Восточно-Китайской системы и рифтом Фэн-Вэй, в зоне разломов педимента Тайханшан, было два вулканических эпизода. Первый эпизод проявился 8.0–6.3 млн. лет назад одновременно с базальтовыми излияниями Ханнуоба, в второй – в интервале 4.4–3.5 млн. лет назад. Лавы второго эпизода излились в 200–250 км южнее лав первого эпизода [47].

На вулканическом поле Абага–Дариганга и других полях, расположенных на высоком плато северной части Северного Китая и Юго-Восточной Монголии, выделяются три вулканических интервала: 25.3–19.4; 18.7–7.5 и 5.4–0.2 млн. лет [47]. Первый представлен содержащими включения щелочными оливиновыми базальтами. Около 20 млн. лет назад они сменились толеитовыми базальтами без включений. Во время второго интервала, наряду с щелочными, изливались толеитовые базальты. Во время третьего интервала сначала излились толеитовые лавы, а затем – щелочные с глубинными включениями.

Рифтогенные движения. Впадины Восточно-Китайской системы начали формироваться в поздней юре–раннем мелу. В течение позднего мела и раннего палеогена территория испытывала общее поднятие, а начиная с раннего–среднего эоцена, вновь вовлекалась в погружение. В миоцене рифтогенез практически прекратился [11].

Анализ кривых накопления осадков во впадинах Ордосской системы (рис. 3) показывает их неравномерное развитие. Впадины рифтовой ветви Иньчуань и юго-западной части рифтовой ветви Фэн-Вэй заложены в эоцене–олигоцене (кривые 1, 16, на рис. 3). Большинство впадин рифтовой ветви Фэн-Вэй имеют плиоцен-четвертичный возраст. Особое положение занимает впадина Датун, находящаяся в области взаимного сочленения рифтовых ветвей. По присутствию осадков и базальтовых лав эоцен-миоценового возраста она объединяется пространственно с впадинами зоны Иньчуань. Между тем морфологически она оформилась в плиоцен-четвертичное время и относится к зоне Фэн-Вэй.

Зона Фэн-Вэй разделяется на три сегмента: юго-западный, центральный и северо-восточный. Центральный сегмент образует эшелонированная группа впадин Линфынь, Тайюань и Ксин-Динг. В краевых субмеридиональных разломах впадин ярко выражены правосторонние смещения. Во впадинах юго-западного и северо-восточного сегментов кора растягивается в субмеридиональном направлении [42].

Разрез отложений наиболее древнего звена зоны Фэн-Вэй – впадины Вэйхэ свидетельствует о трех этапах ее погружения: 1) эоцен-миоценовом, 2) плиоценовом и 3) четвертичном. Ось впадин с максимальными мощностями эоцен-миоценовых осадков ориентирована в направлении на восток-северо-восток. В плиоцене выделяются три отдельных погружающихся блока, простирающиеся в запад-северо-западном и северо-западном направлениях. В четвертичное время ось максимального погружения во впадине приобретает прежнее (доплиоценовое) направление [6]. Скорость прогибания впадины была максимальной в антропогене, а минимальной – в миоцене (кривая 1, на рис. 3Д). Расположенная восточнее впадина Юнченг начала прогибаться в миоцене, а в плиоцене прогибалась быстрее впадины Вэйхэ (кривая 2, на рис. 3Д).

Впадины Хоума, Линфынь, Хонгдонг, расположенные к северу от впадины Юнченг, погружались равномерно в плиоцен-четвертичное время (кривые 3–5, на рис. 3Г). В этой группе впадин выделяются позднеплейстоценовые инверсионные поднятия Емей и Ксижу (кривые 6, 7, на рис. 3Г). Далее, присдвиговая впадина Тайюань центральной части зоны Фэн-Вэй быстро погружалась в плиоцене, а в антропогене замедлила погружение

(кривая 8, на рис. 3В). В северо-восточном сегменте растяжения сравнительно высокие скорости прогибания были характерны для северо-восточной цепочки впадин Янкинг, Юксиан и Лингкью (кривые 10–12, на рис. 3Б). Скорость плиоцен-четвертичного прогибания во впадине Датун была в целом ниже (кривые 13–15, на рис. 3А).

СОБЫТИЯ В ОРОГЕННЫХ СИСТЕМАХ

Центрально-Азиатская орогенная система находится во фронте Индо-Азиатской коллизии. Сочетание сжатия и растяжения на ее территории выражено широким развитием сдвигов, надвигов и сбросов. Эта орогенная система характеризуется высокой сейсмичностью. С востока область высокой сейсмической активности ограничивается субмеридиональной трансзиатской линией, выделенной впервые В.П. Солоненко [17] и названной им “редукционной структурой погружения”. Ее важное значение в контроле сейсмичности недавно вновь подчеркивалось китайскими сейсмологами [39].

Сложное сочетание растяжения и сжатия коры, развитие надвигов, сдвигов и сбросов свойственно Олекмо-Становой системе. Слабое воздымание в ней отмечено в среднем–позднем олигоцене. В это время в пределах широтной ветви Предверхоанского краевого прогиба заложилась Нижнеалданская впадина. Мощное воздымание Олекмо-Становой системы произошло в плиоцен-четвертичное время [12].

Вулканизм. В Центрально-Азиатской системе на территории Южной Монголии лавовые излияния происходили с небольшими перерывами на протяжении всего раннего кайнозоя [1, 20]. В Долине Озер вулканизм угас в среднем миоцене. Одновременно вулканическая деятельность началась севернее, на Хангае, и продолжалась здесь до конца четвертичного периода. Лавы, излившиеся 12.5 млн. лет назад, приурочены к рельефу, расчлененному на глубину до 500 м. Плиоцен-четвертичные везы имеют глубину не менее 100 м [1].

В Олекмо-Становой орогенной системе вулканические извержения были сосредоточены на небольшом вулканическом поле Токинского Становика и происходили в интервале 3.5–2.7 млн. лет назад (неопубликованные результаты К–Аг датирования, выполненного И.С. Брандтом по образцам В.Г. Семеновой).

СОБЫТИЯ В КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОНАХ

Евразийская плита либо не испытывает абсолютного смещения, либо движется с запада на восток с небольшой скоростью. По ее смещению над Восточно-Саянской горячей струей в интервале 21–3 млн. лет назад оценки локальной скорости дают величины 0.8–0.9 см/г [14]. По оценкам

авторов работ [5, 12], современная скорость субширотного смещения восточного края плиты в Якутии составляет 0.2–0.6 см/г. Встречное движение Северо-Американской плиты происходит со скоростью 1 см/г.

При взаимном субширотном сближении Евразийской и Северо-Американской плит в Северо-Восточной Якутии воздымался хребт Черского. По фокальным механизмам землетрясений сжатие в сейсмическом поясе хребта Черского сменяется в северо-восточном направлении растяжением в шельфе моря Лаптевых и срединном океаническом хребте Гаккеля. По смене в напряженном состоянии коры предполагается существование вблизи губы Буор-Хая моря Лаптевых полюса вращения Евразийской и Северо-Американской плит [5].

В начале Индо-Азиатского столкновения около 60–50 млн. лет назад Индийская плита смещалась к северо-востоку со скоростью около 16–17 см/г. В олигоцене и миоцене ее скорость составляла около 10 см/г, а в позднем плиоцене 2–10 см/г [41]. Современная скорость движения плиты 0.8 см/г [37]. Таким образом, со времени начала коллизии скорость движения Индийской плиты замедлилась более чем в 20 раз.

Новейшие движения, магматизм и метаморфизм. В зоне сближения Евразийской и Северо-Американской плит эффект столкновения выражен слабо. Здесь известен единственный четвертичный вулкан Балаган-Тас. Столкновение на юге Евразийской плиты выражено высочайшим поднятием Тибетского плато и обрамляющих его хребтов Высоких Гималаев и Кунь-Лунь, широким проявлением магматизма и метаморфизма.

В Северо-Западных Гималаях синколлизийный метаморфизм начался около 40 млн. лет назад. По данным U–Pb цирконометрии, на время 25–20 млн. лет назад приходится первая фаза выплавления анатектических гранитов в Гималаях и в сдвиговой зоне Айлао Шань – Красной реки [35]. Результаты ³⁹Ar/⁴⁰Ar термохронометрии показывают, что в интервале 20–15 млн. лет назад Северо-Западные Гималаи быстро воздымались [23]. Около 20 млн. лет назад начались смещения в Главном Центральном Надвиге в Малых Гималаях. Они продолжались до 8 млн. лет назад. Разогрев и метаморфизм в зоне Главного Центрального Надвига сопровождался интрузиями лейкогранитов [33].

Хотя отдельные К–Аг датировки показывают возраст вулканитов Тибета до 60 млн. лет назад, представительные хронометрические данные, полученные для вулканитов хребта Хох Ксил (32 даты), указывают на частую повторяемость извержений в последние 26 млн. лет [25]. Более 50% из них обозначают интервал частых интенсивных извержений 13.2–7.0 млн. лет назад. Воздымание

южной части Тибетского плато предшествовало интенсивному вулканизму и произошло в интервале 18–13 млн. лет назад [29]. Еще одна фаза поднятия Тибета около 8 млн. лет назад совпадает с переходом от интенсивного вулканизма к более эпизодическому. В это время прекратились смещения в Главном Центральном Надвиге и на юге Тибетского плато началось растяжение [26].

В центральной части хребта Кунь-Лунь по наиболее ранним вулканикам имеются датировки 16.5 и 14.9 млн. лет. По тридцати пяти К–Аг определениям возраста вулкаников в центральной и западной частях этого горного сооружения выделяются вулканические интервалы 6.4–5.1; 4.6–3.3; 1.65–1.1 млн. лет назад и интервал последних 0.67 млн. лет [25]. Первым двум вулканическим интервалам соответствует быстрое воздымание хребта [22, 26].

Состав позднекайнозойских вулкаников Тибета высококалиевый. Спектр пород перекрывает диапазон составов от базальтов до риолитов [22, 25, 47]. В интервале 18–13 млн. лет назад в районе Макьянг и других районах южного Тибета преобладали извержения андезитов и игнимбригов. Примечательно появление в интервале наиболее интенсивных вулканических извержений 13–8 млн. лет назад высокомагнезиальных калиевых лав [26]. В интервале 6.4–3.3 млн. лет назад на хребте Кунь-Лунь изливались низкомагнезиальные калиевые базальты [22].

СОБЫТИЯ В ЯПОНОМОРСКОЙ ЗОНЕ ЗАДУГОВОГО РИФТОГЕНЕЗА

Тихоокеанская плита смещалась к северо-западу в течение последних 37 млн. лет со скоростью около 10 см/г. Вектор поступательного движения Тихоокеанской плиты испытывал периодические повороты по часовой стрелке и в обратном направлении. Полнос этих знакопеременных вращательных движений находился в Гавайском горячем пятне. Поворот плиты по часовой стрелке должен был сопровождаться левосторонними сдвигами на ее западной границе. Обратное вращение могло выражаться правосторонними сдвигами. Условия для левых сдвигов в зоне субдукции существовали в интервалах 30–23, 16–13, 6–4 и 1.5–0 млн. лет назад. В интервалах 22–17, 12–7 и 4–2 млн. лет назад могли активизироваться правые сдвиги. Предполагается, что в эпизоды поворота плиты по часовой стрелке в зоне субдукции создавались дополнительные сжимающие напряжения, а при движении в обратном направлении – растягивающие напряжения [10]. Движение менее крупной, более тонкой Филиппинской плиты было менее стабильным. По палеомагнитным данным в интервале 25–10 млн. лет назад плита вращалась по часовой стрелке. Ее субдукция была направлена к северу [30].

С 11–10 до 6 млн. лет назад субдукция отсутствовала, а, возобновившись, сменила направление на северо-западное [31].

Новейшие структуры. В Японском море находятся три впадины с корой океанического типа: Японская, Ямато и Уллеунг. Они обособлены одна от другой поднятиями фундамента континентальной коры. По новым данным бурения во впадине Ямато с учетом палеомагнитных материалов спрединг коры Японского моря ограничивается временным диапазоном 32–14 млн. лет назад. Максимум растяжения приходится на интервал 23–14 млн. лет назад. Япономорский бассейн раскрывался как структура типа *pull-apart* при ведущей роли субмеридиональных правосторонних сдвиговых зон Сахалин-Хоккайдо-Япономорской и Цусимской. Первая протягивается от Северного Сахалина до юго-восточного угла Японского моря, вторая разделяет Юго-Западную Японию и Корею. Амплитуды правосторонних смещений в первой – до 400 км, во второй – 200–300 км. Разная амплитуда сдвигов сопряжена с вращением блоков при раскрытии впадин. С 20 до 15 млн. лет назад Северо-Восточная Япония вращалась против часовой стрелки. Около 15 млн. лет назад Юго-Западная Япония развернулась в обратном направлении. При завершении раскрытия Японского моря в Сахалин-Хоккайдо-Япономорской зоне возникло субширотное сжатие, а в разломе Цусима правосторонние сдвиговые смещения сменились левосторонними [30, 34, 44].

С интервала 14–12 до интервала 7–4 млн. лет назад предполагается существование в коре Японского моря сравнительно нейтрального стрессового режима со слабыми импульсами сжатия и растяжения. Этот режим установился при столкновении Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю. Один из ранних импульсов сжатия 12–11 млн. лет назад выразился поднятием днища впадины Уллеунг в юго-западной части Японского моря [44]. Сжатие повлекло за собой последовательное воздымание островов Хонсю и Хоккайдо [30]. Особенно ярко сжимающее силовое поле проявилось с 4 млн. лет назад [34].

Вулканизм. Раскрытие Японского моря сопровождалось мощным позднеолигоцен-среднемиоценовым известково-щелочным вулканизмом в Японии, Корее и Сихотэ-Алине [3, 30, 32]. Бимодальный вулканизм проявился в Японии в интервале 17–13 млн. лет назад. Окончание раскрытия Японского моря совпало с эпизодом мощного базальтового вулканизма на его восточном краю (базальты Аосава). При переходе от этапа раскрытия Японского моря к этапу сжатия 13–12 млн. лет назад интенсивность островодужных извержений в Северо-Восточной Японии снизилась, а в интервале 10–7 млн. лет назад обозначился перепад в вулканизме. Затем возобновились извержения кислого состава с образованием крупных

кальдер. Около 2 млн. лет назад начался андезитовый вулканизм, характерный для настоящего времени. Последняя смена вулканизма интерпретируется как эффект локализации сжимающих напряжений вдоль восточного края Японского моря [30].

В Восточном Сихотэ-Алине к раннему-среднему миоцену относятся известково-щелочные лавы кизинской свиты. Выше нее по разрезу находятся толеитовые лавы совгаваньской свиты и щелочные – ванинской толщи. Для пород оливинтолеитового состава совгаваньской свиты получены даты в интервале 9.6–8.7 млн. лет. Щелочнобазальтовые извержения завершали вулканизм в интервале 7.7–5.4 млн. лет назад [2, 9]. Окончание вулканизма совпало во времени с усилением сжимающих напряжений в Япономорском регионе.

При отсутствии субдукции Филиппинской плиты в интервале 10–6 млн. лет назад в западной части Юго-Западной Японии изливались базаниты. В субширотной вулканической зоне Хохи (о-в Кюсю) известково-щелочной вулканизм сопровождал вновь начавшуюся 6 млн. лет назад субдукцию Филиппинской плиты. Он проявился в значительных объемах около 5 млн. лет назад, а затем в течение плиоцен-четвертичного времени постепенно снижался [31].

Другой район, имеющий ключевое значение для изучения обстановки субдукционного плиоцен-четвертичного вулканизма, – горы Рыхаку-Хида, расположенные западнее тройного сочленения границ Евразийской, Тихоокеанской и Филиппинской плит. Эпизодичность вулканизма показывает дискретный характер субдукции [36]. Здесь выделяются 4 вулканических эпизода: 5.0–2.7; 2.7–1.6; 1.5–0.8 и 0.9–0 млн. лет назад. Первый и третий эпизоды характеризуются активностью стратовулканов субширотных вулканических цепей и связаны с субдукцией Филиппинской плиты под юго-западную часть Хонсю. В интервале 2.7–1.6 млн. лет назад предполагается кратковременная смена сжатия растяжением, сопровождавшимся извержением моногенных вулканов. Во время четвертого эпизода вулканизм сосредоточился в субмеридиональных цепях стратовулканов, что в целом характерно для субдукционного вулканизма Тихоокеанской плиты.

СООТНОШЕНИЯ СОБЫТИЙ

Данные о позднекайнозойских тектонических и магматических событиях на юго-востоке Евразии схематично сведены на профилях А–Б и Б–В (рис. 4). Первый протягивается от Сибирской платформы через юго-западную часть Байкальской рифтовой системы, восточную часть Центрально-Азиатской орогенной системы и зону Ин-

до-Азиатской коллизии до Индийской плиты, второй – от Сибирской платформы через центральную часть Байкальской рифтовой системы, неактивную Амурскую область, рифтовые системы Китая, Япономорскую зону задугового рифтогенеза до Филиппинской плиты.

Приведенные на рис. 2 кривые реконструкции вертикальных движений показывают 4 импульса быстрого поднятия территории в Байкальской рифтовой системе: около 20, 16, 5 и 0.7 млн. лет назад.

Одновременно с первым импульсом в зоне Индо-Азиатского столкновения активизировался Главный Центральный Надвиг и ускорилось поднятие Гималаев. В Япономорском регионе быстро прогибались впадины и Северо-Восточная Япония вращалась против часовой стрелки. Периферия будущего Японского моря была охвачена известково-щелочным вулканизмом.

Второй импульс воздымания предшествовал ускоренному погружению Тункинской и, вероятно, других впадин Прибайкалья. Импульс совпал по времени с быстрым поднятием Южного Тибета. Впадины Японского моря прогибались при продолжающемся вращении Северо-Восточной Японии. Юго-Западная Япония повернулась в противоположном направлении. Раскрытие впадин сопровождалось контрастным магматизмом.

Между вторым и третьим импульсами воздымания Байкальской рифтовой системы существовал продолжительный временной интервал с 14 до 6 млн. лет назад, когда рельеф был существенно сглажен. Широко распространились тонкозернистые озерные отложения. Началось погружение Северо-Байкальской впадины с активизацией левосторонних смещений в субширотной ветви северо-восточного фланга рифтовой системы. В Индо-Азиатской коллизийной зоне этот временной интервал примечателен проявлением высокомагнетического калиевого магматизма, сопровождавшегося быстрым воздыманием Тибета. Около 8 млн. лет назад в Южном Тибете началось субширотное растяжение одновременно с прекращением смещений по Главному Центральному Надвику. В Япономорском регионе при столкновении Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю прекратились правосторонние смещения по субмеридиональным разломам и раскрытие Японского моря остановилось.

Третий импульс воздымания Байкальской рифтовой системы в общем соответствует переходу от этапа медленного рифтогенеза к этапу быстрого рифтогенеза [8]. В Индо-Азиатской коллизийной зоне в это время поднимался хребет Кунь-Лунь. В Япономорском регионе также происходило поднятие территории. Остановившаяся при столкновении дуг субдукция Филиппинской плиты возобновилась.

Абс. высота, км

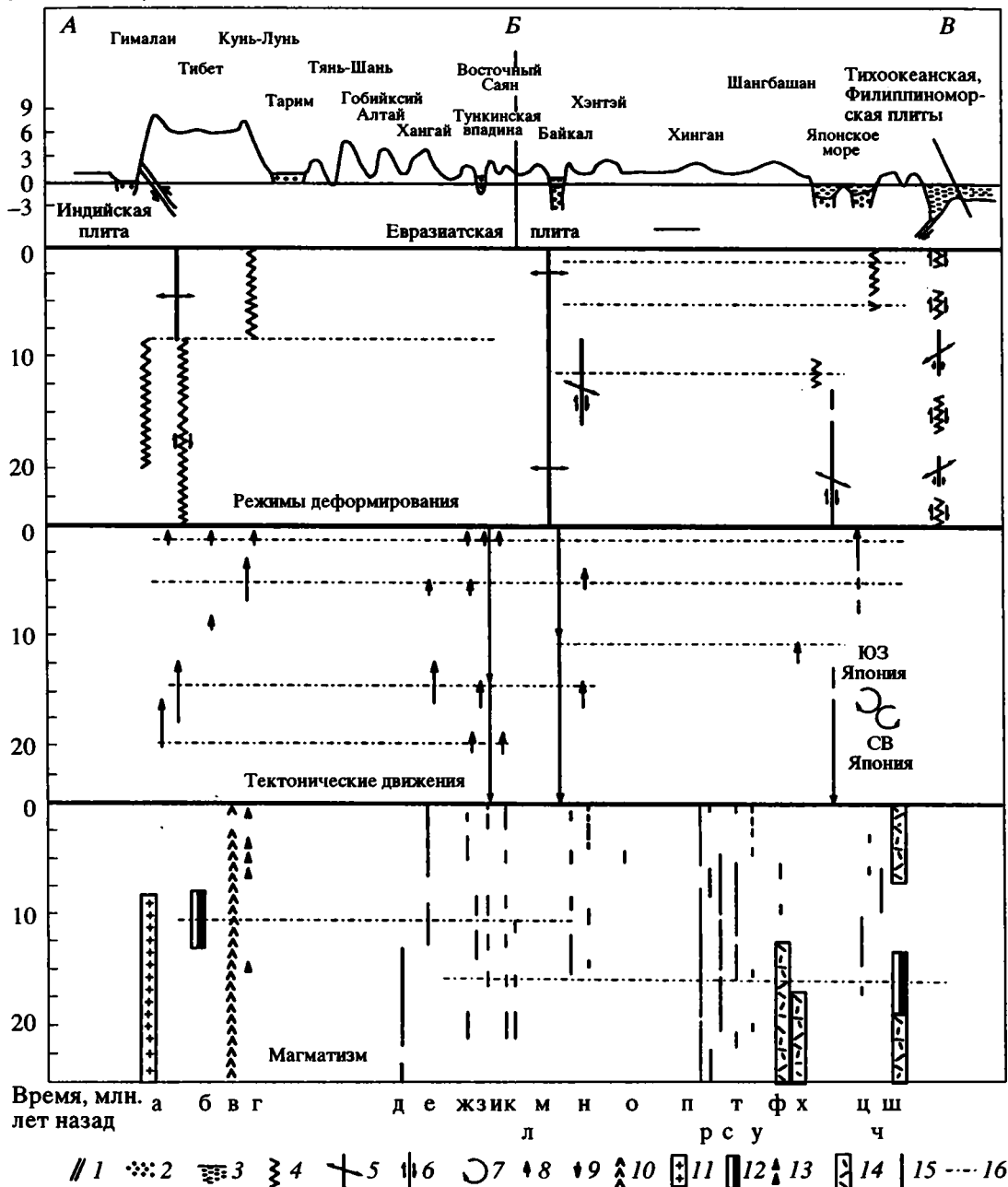


Рис. 4. Корреляция тектонических и магматических событий в юго-восточной части Евразийской плиты вдоль профиля А-Б-В (местоположение см. на рис. 1).

Профиль А-Б-В: 1 – межплитная граница; 2 – осадки впадин; 3 – вода. Режимы деформирования: 4 – сжатие; 5 – растяжение; 6 – сдвиговый режим в субмеридиональных зонах растяжения. Тектонические движения: 7 – вращение; 8 – поднятие; 9 – опускание. Магматизм: 10, 11 – синколлизийный; 10 – различного состава, 11 – гранитный; 12 – бимодальный, интервал наибольшего распространения базальтовых извержений; 13 – низкомагнезиальный базальтовый, калиевый; 14 – известково-щелочной кислого и среднего состава; 15 – щелочной и толеитовый внутриплитный, спрединговый, послесубдукционный; 16 – корреляционные линии.

Буквы а-ш на рисунке: а – Главный Центральный Надвиг, б – южная и центральная части Тибета, в – хребет Хох Ксил, г – центральная и западные части хребта Кунь-Лунь, д – Долина Озер, е – хребет Хангай, ж – р. Джида, з – хребет Хамар-Дабан, и – Тункинская впадина, к – юго-восточная и л – приплатформенная части Восточного Саяна, м – Витимское плоскогорье, н – хребет Удокан, о – хребет Хэнтэй, п – северная часть Северного Китая, Юго-Восточная Монголия, р – северо-восточная часть Периордосской рифтовой системы, с – разлом Танлу в Северном Китае, т – Северо-Восточный Китай, у – хребет Шангбашан, ф – Восточный Сихотэ-Алинь, х – Корея, ц – впадина Ямато, ч – остров Оки-Дого, ш – Юго-Западная Япония.

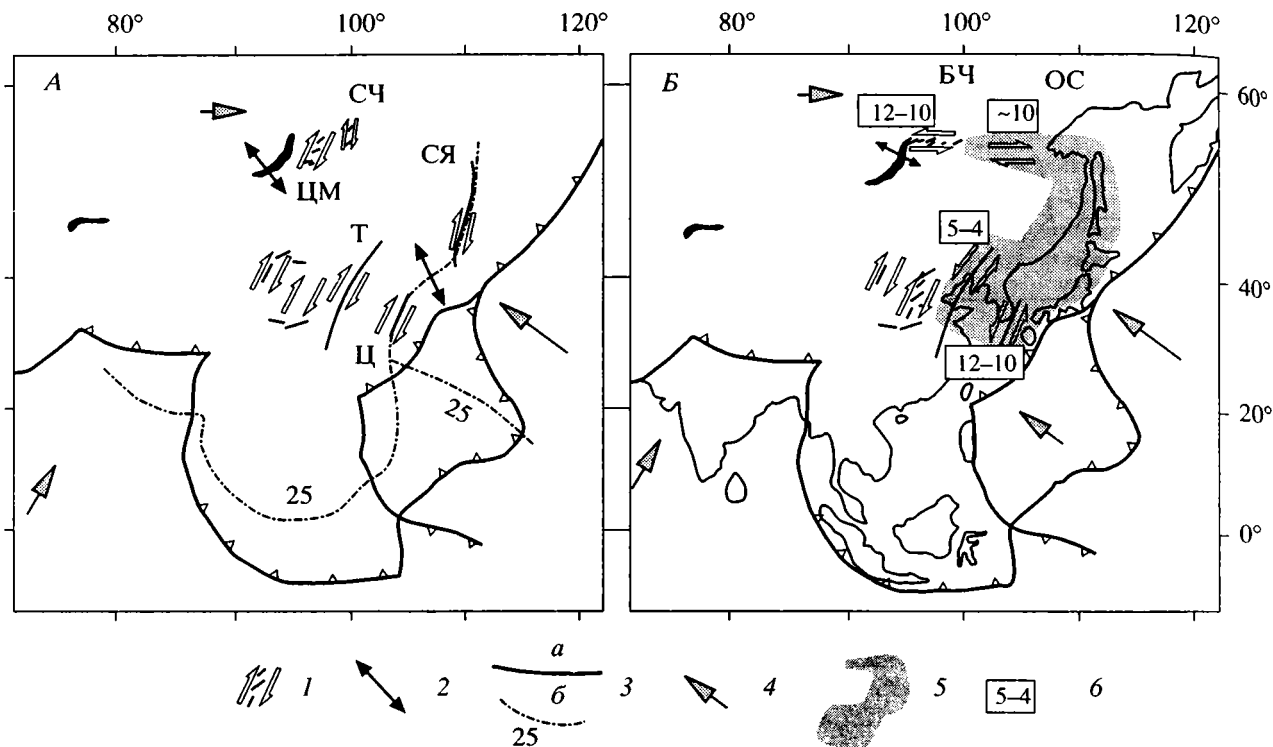


Рис. 5. Главные кинематические и геодинамические изменения в структурах растяжения восточной окраины Евразийской плиты в позднем кайнозое: А – обстановка в раннем–среднем миоцене, Б – изменения в кинематике структур, произошедшие в позднем миоцене.

1 – сдвиговые зоны, по данным [5, 15, 19, 28, 30, 39, 42]: ЦМ – Ципа-Муяканская, СЧ – Сакукан-Чарская, СЯ – Сахалин-Хоккайдо-Япономорская, Ц – Цусимская, Т – Танлу, ФВ – Фэн-Вэй, БЧ – Байкало-Чарская, ОС – Олекмо-Становая; 2 – зоны растяжения, сопряженные со сдвигом; 3 – межплитные границы: а – современные, б – реконструированные на время около 25 млн. лет назад [30]; 4 – направления движения литосферных плит; 5 – область влияния сжимающих напряжений во фронте столкновения Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю; 6 – время изменения кинематики структур, млн. лет назад.

Четвертый импульс воздымания в Прибайкалье соответствует по времени поднятию Тибетского плато и быстрому росту других горных сооружений Внутренней Азии. В Центральной Японии (Хонсю) 0.8–0.9 млн. лет назад субдукция Филиппинской плиты уступила место субдукции Тихоокеанской плиты.

Близкое географическое положение в юго-восточной части Евразийской плиты и общее сходство центральной – северо-восточной частей Байкальской рифтовой системы с рифтовой ветвью Фэн-Вэй Периордосской рифтовой системы неоднократно подчеркивалось в отечественных и зарубежных публикациях [11, 24, 42]. Обращают на себя внимание близкие размеры и одинаковое время формирования Южно-Байкальской впадины Байкальской системы и впадины Вэйхэ Периордосской системы [24]. Однако северо-восточные части рифтовых систем имеют различное строение и возраст.

В северо-восточной части Байкальской системы в среднем миоцене формировались субмеридиональные сегменты растяжения с правосторон-

ней сдвиговой компонентой, а начиная с позднего миоцена – субширотные. Развитие северо-восточной части Периордосской системы в эоцене–миоцене определялось активным рифтогенезом в субширотной зоне Иньчуань, а в плиоцен-четвертичное время – рифтогенезом в субмеридиональной зоне Фэн-Вэй. В разломах субмеридиональной и северо-восточной ориентировки Периордосской системы правосторонние сдвиговые смещения происходили, начиная с эоцена–олигоцена, и более отчетливо проявились в плиоцен-четвертичное время при формировании зоны Фэн-Вэй.

Смена сдвиговой кинематики северо-восточной части Байкальской рифтовой системы хорошо сопоставляется с такими же изменениями в рифтовых структурах восточной окраины Азии. За сменой сдвиговых смещений с правосторонних на левосторонние в Цусимской зоне, происшедшей около 12–11 млн. лет назад, в плиоцен-четвертичное время последовала подобная смена кинематики в разломе Танлу Восточно-Китайской рифтовой системы [30]. В это же время, по-видимому, возникли сжимающие напряжения в Олекмо-Становой орогенной системе (рис. 5).

ГЕОДИНАМИКА

Итак, в интервале 23–20 млн. лет назад на южной, восточной границах Евразийской плиты и в ее внутренней части тектонические и магматические процессы усилились. Обширная территория юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы была вовлечена в воздымание. Вероятно, причиной этого воздымания был импульсный подъем горячего материала в подлитосферной мантии. Импульс глубинного разогрева повторился около 15 млн. лет назад. На юго-западном фланге рифтовой системы он был выражен излияниями умереннощелочных базальтовых лав, а на северо-восточном фланге – излияниями лав пикробазальтового и оливин-мелалейцитового состава. В это время окончательно оформились осевые структуры рифтовой системы. Вблизи межплитных границ важнейшие глубинные термальные события, выраженные бимодальным магматизмом, произошли 17–13 млн. лет назад (Япономорский регион) и 13–8 млн. лет назад (зона Индо-Азиатской коллизии). Предполагаемое поднятие горячего астеносферного материала в последнем районе [18], по-видимому, произошло 13–8 млн. лет назад [26].

Сжимающие напряжения, создаваемые в Азиатско-Северо-Американской коллизионной зоне, по-видимому, не распространяются в глубь Евразийской плиты и не оказывают существенного влияния на внутриплитные процессы. Между тем сжимающие напряжения в Индо-Азиатской коллизионной зоне могли играть роль важнейшего “спускового механизма” тектонических и вулканических процессов. На это указывает совпадение эпизодов воздымания в Индо-Азиатской зоне с эпизодами воздымания в Байкальской рифтовой системе. Исключением является эпизод быстрого воздымания Тибета около 8 млн. лет назад. В это время восходящих движений в Байкальской рифтовой системе не установлено. Возможно, это связано с особой динамикой Тибета в интервале 13–8 млн. лет назад, обусловленной замещением литосферы горячим астеносферным материалом.

Столкновение Индийской и Евразийской плит повлекло за собой масштабные внутриплитные сдвиговые деформации. Кроме территории непосредственно во фронте столкновения [38], сдвиговые смещения проявились в структурах растяжения Прибайкалья, Монголии и Китая, удаленных от коллизионной зоны (см. рис. 5). Быстрому спредингу и прогибанию впадин Японского моря благоприятствовали сдвиговые смещения в Сахалин-Хоккайдо-Япономорской и Цусимской зонах разломов [30]. Правосторонние сдвиговые смещения в них относятся к интервалу 32–14 млн. лет назад. В окраинноконтинентальной Восточно-Китайской рифтовой системе правосторонние сдвиговые смещения могли начать уже в палеоцене.

Хотя скорость сближения Индийской и Евразийской плит в позднем кайнозое последовательно снижалась, сжатие в зоне Индо-Азиатской коллизии оставалось однонаправленным и должно было поддерживать однотипный тектонический режим во внутренней части Евразийской плиты. Между тем столкновение Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю, выразившееся сменой растяжения на межплитной границе сжатием, должно было отразиться в смене не только межплитных, но и внутриплитных деформаций сопредельных районов (см. рис. 5).

Иной механизм смены кинематики структур предполагается в северо-восточной части Байкальской рифтовой системы. Проявление левосторонних сдвиговых смещений в ней рассматривается как результат концентрации растягивающих усилий с образованием Северо-Байкальской впадины в субмеридиональной части шовной зоны Сибирской платформы [15].

В районе взаимного пространственного наложения деформационных полей северо-восточной части Байкальской и западной части Олекмо-Становой подвижных систем в субширотных разломах проявлены и левые, и правые сдвиги. В этом районе находится Удоканское вулканическое поле. Характер пространственно-временной миграции вулканизма в его пределах показывает неравномерную тектоническую активизацию ослабленных зон коры, сопряженную и с растяжением в Байкальской рифтовой системе, и со сжатием в Олекмо-Становой орогенной системе.

Пока не ясно, в какой мере утонение литосферы под Периордосской рифтовой системой было результатом “пассивного рифтогенеза” [11] или “активного” поднятия горячего мантийного материала [21]. Не вызывает сомнений более существенный, чем в Байкальской рифтовой системе, контроль рифтогенеза в Периордосской системе процессами, протекавшими в Индо-Азиатской коллизионной зоне. Со стороны коллизионной зоны, по юго-западному краю Ордосского массива, распространены взбросы (см. рис. 3). Его движение к северо-востоку [39], вероятно, приводило к расклиниванию окружающей рамы в области сочленения рифтовых зон Иньчуань и Фэн-Вэй, способствуя локальной магмопроницаемости литосферы. Иными словами, вулканическая деятельность во временных интервалах 36–22; 8.8–5.8 и 1.27–0.23 млн. лет назад в районе впадины Датун может быть связана с импульсами движений Ордосского массива.

Приведенные данные показывают существование в олигоцене–миоцене в юго-восточной части Евразийской плиты единого деформационного плана. Усложнение геодинамической обстановки в позднем миоцене – плиоцене на этой территории привело к ее разделению по крайней

мере на три области: 1) область деформаций, обусловленных продолжающейся Индо-Азиатской коллизией и проявившихся в Центрально-Азиатской и Периордосской подвижных системах; 2) область деформаций, связанных с активным растяжением литосферы в Байкальской рифтовой системе, и 3) область деформаций, порожденная столкновением Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю и охвативших подвижные системы восточного края Евразийской плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднекайнозойский рифтогенез на юго-востоке Евразийской плиты сопряжен с разогревом подлитосферной мантии. В то же время проведенный анализ последовательности событий показывает соответствие позднекайнозойских импульсов воздымания в Байкальской рифтовой системе и зоне Индо-Азиатской коллизии. Следовательно, коллизионные тектонические напряжения могли играть роль “спускового механизма” в процессе рифтогенеза и в какой-то мере определить эпизодичность сопровождающего его щелочно-базальтового вулканизма. Сходство рифтовых структур центральной и северо-восточной частей Байкальской рифтовой системы с зоной Фэн-Вэй Периордосской рифтовой системы ограничивается близкими размерами и временем формирования впадин Вэйхэ и Южного Байкала. Северо-восточные части рифтовых структур имеют различное строение и возраст, а асинхронность вулканизма в них свидетельствует о различиях в динамике.

Начиная с 14 млн. лет назад, тектоническое развитие рифтовых структур восточной окраины Евразийской плиты испытывало влияние сжимающих импульсов со стороны зоны коллизии островных дуг Идзу-Бонинской и Хонсю. Кинематические и динамические изменения в зонах растяжения восточной окраины Евразийской плиты происходили в позднем миоцене, с 12 до 5 млн. лет назад. Другим фактором смены кинематики рифтовых структур во времени явилась прогрессирующая концентрация растягивающих напряжений в субмеридиональной части шовной зоны Сибирской платформы с образованием Северо-Байкальской впадины.

Существенная смена в геодинамике и кинематике структур юго-восточной части Евразийской плиты в позднем миоцене показывает, что данные инструментальных измерений тектонических напряжений на ее территории могут быть использованы для реконструкций относительных перемещений крупных литосферных блоков (микроплит) [4, 5, 39] только во временном интервале последних 5 млн. лет, а, возможно, в рамках четвертичного периода и не могут распространяться на ранний и средний миоцен.

Выполненная корреляция тектонических и магматических событий в Байкальской рифтовой системе с событиями в других районах юго-восточной части Евразийской плиты стала возможной благодаря полученной в последние годы для всей этой территории геохронометрической информации по позднему кайнозою. С этой точки зрения проведенная корреляция событий является в сущности первой попыткой определения характера связей межплитных и внутриплитных процессов на юго-востоке Евразийской плиты. Дальнейшие более детальные исследования позднего кайнозоя этой территории, по-видимому, целесообразно сосредоточить на ее отдельных ключевых событиях с использованием прецизионных методов изотопного датирования горных пород.

Корреляция событий проводится по проектам РФФИ (гранты 95-05-14277, 97-05-96422 и 97-05-96404).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Девяткин Е.В.* Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
2. *Есин С.В., Пархоменко В.С., Травин А.В., Шестель Ю.Г.* Петрогенез Совгаванского толеит-щелочно-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня: (К-Аг датирование возраста, петрохимическая и REE-характеристика) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 9. С. 21–33.
3. *Замараев С.М., Самсонов В.В.* Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М.: Госпотехиздат, 1959. С. 465–474.
4. *Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
5. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козмин Б.М., Фуджитта К.* Активные разломы и современная геодинамика сейсмических поясов Якутии // Геотектоника. 1994. № 2. С. 57–71.
6. *Минцу И.* Структура рифтовой долины Вэйхэ и региональная стабильность земной коры // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 4. С. 13–22.
7. *Казьмин В.Г., Гольмшток А.Я., Клитгорд К. и др.* Строение и развитие района Академического хребта по данным сейсмических и подводных исследований (Байкальский рифт) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 164–176.
8. *Логачев Н.А.* Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 16–162.
9. *Мартынов Ю.А.* Геохимия, минералогия и петрогенез миоцен-четвертичных платоэффузивов Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 158–172.
10. *Маслов Л.А., Романовский Н.П.* К проблеме тектонической активности Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 2. С. 3–12.

11. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. М.: Межведомственный геофизический комитет. 1991. 148 с.
12. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др. Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны. Якутск: ЯОР СО АН СССР, 1985. 136 с.
13. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.
14. Рассказов С.В. Сопоставление вулканизма и новейших структур горячих пятен Йеллоустоуна и Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 10. С. 67–75.
15. Рассказов С.В. Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 4. С. 60–70.
16. Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. 104 с.
17. Солоненко В.П. Проблемы сейсмогеологии восточной части Трансзиатской сейсмической зоны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 210–218.
18. Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдукцированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 5–16.
19. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7–18.
20. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.
21. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойско-кайнозойская вулканическая провинция Центральной-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
22. Arnaud N.O., Vidal Ph., Tapponnier P., Matte Ph., Deng W.M. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: Geochemistry and tectonic implications // Earth Planet. Sci. Letters. 1992. Vol. III. P. 351–367.
23. Chambrlain C.P., Zeitler P.K., Erickson E. Constraints on the tectonic evolution of the Northwestern Himalaya from geochronologic and petrologic studies of Babuser Pass, Pakistan // J. Geol. 1991. Vol. 99. P. 829–849.
24. Cui Sh., Li J. Comparative tectonic analysis of the Fen-Wei graben and Baikal rift system // Bulletin of CAGS. 1988. P. 25–37.
25. Deng W. Cenozoic Potassic volcanism and lithospheric evolution in northern Tibetan plateau // 30-th International Geological Congress, Abstracts. Vol. 2. Beijing, China, 1996. P. 402.
26. England P. Convective removal of thermal boundary of thickened continental lithosphere: a brief summary of causes and consequences with special reference to the Cenozoic tectonics of the Tibetan Plateau and surrounding regions // Tectonophysics. 1993. Vol. 223. № 1/2. P. 67–73.
27. Field trip guide T 101 of the 30-th International Geological Congress. Vol. 3 / Eds Hou H., Zhou J. Geological Publishing House, Beijing, China, 1996. 11 p.
28. Fournier M., Jovlivet L., Huchon P., Sergeyev K.F., Osobin L.S. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B2. P. 2701–2725.
29. Hodges K.V., Hames W.E., Olszewski W., Burchfiel B.C., Royden L.H., Chen Z. Thermobarometric and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronologic constraints on Eohimalayan metamorphism in the Dinggye area, southern Tibet // Contrib. Miner. Petrol. 1994. Vol. 117. № 2. P. 151–163.
30. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B11. P. 22237–22259.
31. Kamata H., Komada K. Tectonics of an arc-arc junction: an example from Kyushu Island at the junction of the Southwest Japan arc and the Ryukyu arc // Tectonophysics. 1994. Vol. 233. № 1/2. P. 69–81.
32. Lee J.-S., Pouclet A. Le volcanisme néogène de Pohang (SE Corée), nouvelles contraintes géochronologiques pour l'ouverture de la Mer du Japon. Paris: C.R. Acad. Sci. 1988. T. 307. Série II. P. 1405–1411.
33. Oliver G.J.H., Johnson M.R.W., Fallick A.E. Age of metamorphism in the Lesser Himalaya and the Main Central Thrust zone Garhwal India: results of illite evystallinity, ⁴⁰Ar-³⁹Ar fusion and K-Ar studies // Geol. Mag. 1995. Vol. 132. № 2. P. 139–149.
34. Sato H. The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in north-east Japan // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B11. P. 22261–22274.
35. Schärer U., Tapponnier P., Lacassin R., Leloup P.H., Dalai Z., Shaocheng I. Intraplate tectonics in Adia: a precise age for large-scale Miocene movement along the Ailao-Shan-Red River shear zone, China // Earth Planet. Sci. Letters. 1990. Vol. 97. № 1/2. P. 65–77.
36. Shimizu S., Itaya T. Plio-Pleistocene arc magmatism controlled by two overlapping subducted plates, central Japan // Tectonophysics. 1993. Vol. 225. № 3. P. 139–154.
37. Simkin T., Tilling R.I., Taggart J.N. et al. This dynamic planet world map of tectonics, volcanoes, earthquakes, and plate tectonics. Washington: D.C., 1989.
38. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baikal regions // Journ. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. № B7. P. 3425–3459.
39. Wang Y., Ma X. Basic characteristics of active tectonics in China // Episodes. 1995. Vol. 18. № 1/2. P. 73–76.
40. Wang Y., Mu L., Liu W. Regularity and characteristic of volcanic activity at Wudalianchi, Heilongjiang // 30-th International Geological Congress. Beijing, China, 1996. P. 14.
41. Xiao X., Li T. Tectonic evolution and uplift of the Qinghai-Tibet Plateau // Episodes. 1995. Vol. 18. № 1/2. P. 31–35.
42. Xu X., Ma X., Deng Q., Liu G., Ma Z. Field trip guide 314 of the 30-th International Geological Congress. Beijing, China. 1996. 152 p.

43. Xu Y.-G., Ross J.V., Mercier J.-C.C. The upper mantle beneath the continental rift of Tanlu, Eastern China: evidence for intra-lithospheric shear zones // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 225. № 4. P. 337–360.
44. Yoon S.H., Cough S.K. Regional strike slip in the eastern continental margin of Korea and its tectonic implications for the evolution of Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan) // *Geol. Cos. Am. Bull.* 1995. Vol. 107. № 1. P. 83–97.
45. Zhang C.L. The characteristics of Cenozoic distribution in Jilin province // 30-th International Geological Congress. Beijing, China, 1996. P. 10.
46. Zhang Y. Quaternary volcanic activity in China // *The Quaternary of China*. Beijing, 1991. P. 274–306.
47. Zhou X.-H., Zhu B.-Q., Liu R.-X., Chen W.-J. Cenozoic basaltic rocks in Eastern China // *Continental flood basalts*. Kluwer Academic Publishers, 1988. P. 311–330.

Рецензенты: В.И. Коваленко, Е.Е. Милановский

Correlation of Late Cenozoic Tectono-Magmatic Events between the Baikal Rift System and the Southeastern Eurasian Plate

S. V. Rasskazov, N. A. Logachev, and A. V. Ivanov

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

Abstract—To elucidate the spatial and temporal interplay of collisional, subduction-related, and intraplate geodynamic factors acting beneath lithosphere in the southeast of the Eurasian plate and their role in the evolution of the Baikal rift system, we studied the succession of tectonic and magmatic events in mobile zones of this area since 25 Ma to the present. The most important deep-seated thermal events at plate boundaries were expressed in bimodal volcanism in the 17–13 Ma (Sea of Japan) and 13–3 Ma (India–Asia collision zone) time intervals. Pulsatory increase in the thermal activity in the mantle between the plates and underneath the lithosphere within the Baikal rift system manifested itself in episodes of alkali basalt volcanism. At about 20, 16, 5, and 0.7 Ma, the area experienced uplifts attended by volcanism. These uplift events coincided with those in the India–Asia collisional zone; this might imply that collision-related compressive stresses provided a triggering mechanism for intraplate deformations. Over the large area of the eastern margin of the Eurasian plate that includes the northeastern part of the Baikal rift system, in the Early–Middle Miocene large N–S-trending extension zones with a dextral component arose. In the Late Miocene, the kinematics of the rift structures changed because crustal suture zones exerted increasing control over the rifting and due to compression in the fronted part of the Izu–Bonin versus Honshu arc–arc collision zone. The only exception is the Fen–Vei rift zone. Dextral strike-slip component is present in its central N–S-trending segment, which is present in its central N–S-trending segment, which formed Pliocene–Quaternary time.

УДК 551.242.2(264)

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

© 1998 г. Ю. М. Пущаровский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 10.02.98 г.

Описываются спрединговые хребты: Американско-Антарктический, Африкано-Антарктический и южная часть Срединно-Атлантического, образующие в районе о-ва Буве тройное сочленение. Хребты по морфоструктуре и особенностям развития существенно разные. В образовании американско-Антарктического хребта большая роль принадлежит не процессу рифтинга, а трансверсивным поднятиям зон поперечных разломов, что необычно. Оба Антарктических хребта дискордантно наложены на более ранние океанские структуры; их формирование началось в конце позднего кайнозоя и продолжается в настоящее время. Хребты развиваются в условиях общего продольного растяжения; на окончаниях они проградируют в противоположные стороны. Срединно-Атлантический хребет при этом разрушается. Система Американско-Антарктического хребта и рифтинговых структур Антарктики, лежащих на его западном простирании, далее на запад подходит к разлому Шеклтон, отделяющему структурный комплекс моря Скоша от Тихого океана. В то же время Африкано-Антарктический хребет образует общую систему с Юго-Западным Индийским хребтом, простирающимся на восток вплоть до Центрально-Индийского хребта. Обе системы смыкаются в районе о-ва Буве, образуя в совокупности огромный линеймент, соединяющий Тихий и Индийский океаны. Дальнейшее развитие структур линеймента может привести к крупному изменению в строении Мировой рифтовой системы.

ВВЕДЕНИЕ

Тектоника спрединговых хребтов: Америка-Антарктического, Африкано-Антарктического и южного сегмента Срединно-Атлантического, несмотря на ряд экспедиций, исследована еще недостаточно. Тем не менее, накопленные данные позволяют дать их общую морфоструктурную и геодинамическую характеристику. Качественно новым и очень важным материалом служит гравиметрическая карта дна Мирового океана, составленная на базе измерений спутника "Geosat" (ВМФ США) [24]. Карта обладает высокой разрешающей способностью и в очень большой степени дополняет и корректирует имеющиеся батиметрические изображения рельефа океанского дна. В особенности это касается разломной тектоники, подводных гор и хребтов, рельефа дна абиссальных равнин и других крупных морфоструктур. С появлением этой карты описание основных структур и тектоническое районирование дна океанов можно осуществлять гораздо более точно и обоснованно. Однако подчеркнем, что это никак нельзя понимать как обесценивание предыдущих морфологических данных, полученных другими методами. В частности, многолучевое картирование дна, достигшее большого совершенства, приносило и всегда будет приносить важнейшую морфоструктурную информацию.

Все описываемые ниже спрединговые хребты лежат в пределах Южной Атлантики, главным

образом в ее приантарктической области. В районе о-ва Буве они сходятся, образуя структуру тройного сочленения. Как показали предыдущие работы [2, 5, 8 и др.], весь этот южный сектор Атлантики имеет ключевое значение для понимания конкретных геодинамических процессов в океане. Настоящая работа имеет целью дополнить и развить высказанные автором и его сотрудниками ранее взгляды и соображения. Ряд проблем поднимается впервые. Одна из них новообразование спрединговых хребтов в океанской литосфере с соответствующими геодинамическими следствиями. Другая – конкретные геодинамические взаимоотношения основных структур на юге Атлантики. Есть проблема продолжения Американско- и Африкано-Антарктических хребтов на запад и на восток и др. В связи с этим придется коснуться и такого вопроса, как пути дальнейшего развития Мировой океанской рифтовой системы.

В работе в полной мере используются результаты исследований, полученные в 18-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" совместной российско-итальянской экспедицией, организованной Геологическим институтом РАН и Институтом морской геологии Италии (Болонья) и проведенной в 1994 г. Кроме того, найдут отражение данные, полученные предшествовавшими зарубежными экспедициями.

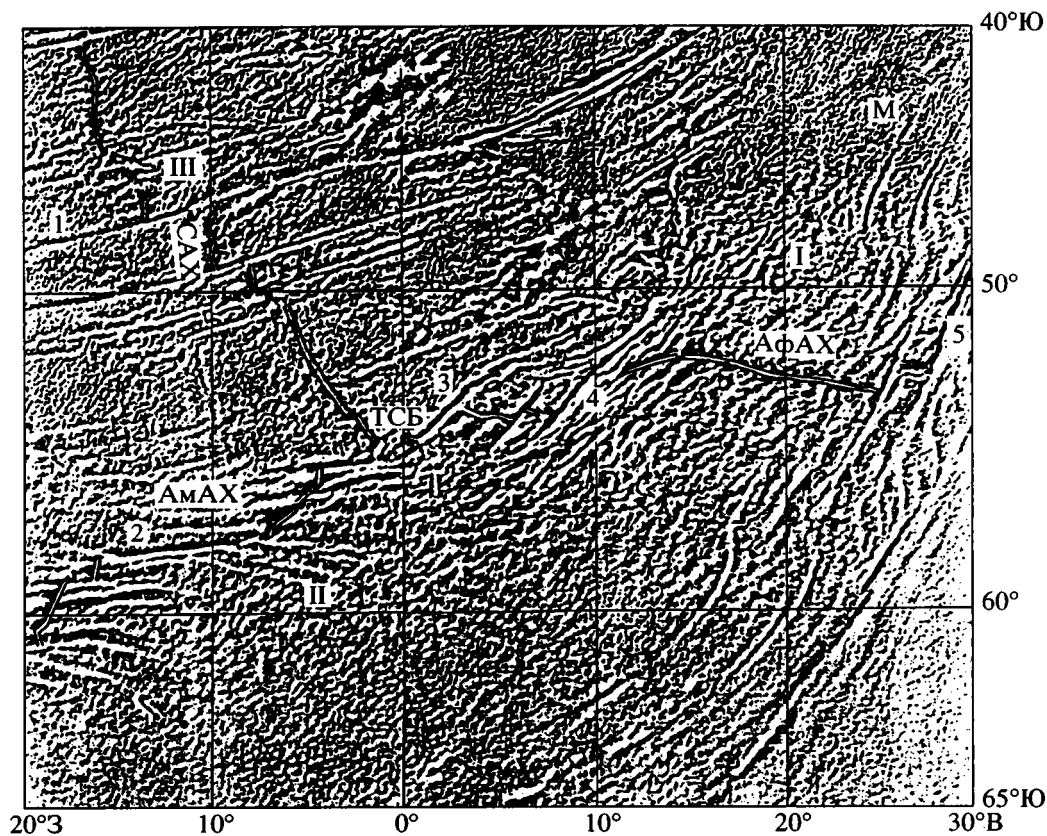


Рис. 1. Фрагмент карты гравиметрических аномалий, отражающий структуру дна Южной Атлантики [24].

Наглядно видна сложная картина простираний морфоструктур. I, II, III – Восточная, Юго-Западная и Северо-Западная морфоструктурные провинции. Разломы: 1 – Агульяс-Фолклендский, 2 – Булларда, 3 – Буве, 4 – Шака, 5 – Принс Эдвард. Хребты: САХ – Срединно-Атлантический, АМАХ – Американско-Антарктический, АФАХ – Африкано-Антарктический; ТСБ – тройное сочленение Буве.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 97-05-64737) и Миннауки РФ (ГНТП “Мировой океан”).

АМЕРИКАНО-АНТАРКТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

Описываемый хребет простирается от района тройного сочленения Буве до южной стороны дуги Скоша на расстояние ~1600 км. Морфоструктура хребта весьма специфична. Здесь трудно говорить о срединговом хребте как таковом, поскольку рельеф хребта в значительной части определяется не развитием осевой рифтовой зоны, а поперечными рифтовым сегментам структурами разломных зон (притроговые гребни). Американско-Антарктический хребет имеет общее субширотное простирание, а осложняющие его рифтовые сегменты субмеридиональное (рис. 1). Эти последние, естественно, входят в морфоструктурный комплекс хребта, но играют в нем как бы второстепенную роль. Они образуют две малых ступенчатых в плане системы западную и восточную, которые соединены субширотным разломом Булларда, простирающимся на 700 км, тогда как ступенчатые системы

имеют суммарную амплитуду 500 и 450 км соответственно.

Западная ступенчатая система рифтов обрывается на юге субширотным Южно-Сандвичевым разломом протяженностью ~350 км, доходящим, как уже отмечалось, до дуги Скоша. Восточная система обрывается разломом Конрада, также субширотного простирания и длиной 360 км, который заканчивается в районе тройного сочленения Буве. Совокупность всех упомянутых структур следует рассматривать как зону сложной геодинамической трансформации между двумя крупными геодинамическими областями, имеющими в данном случае совершенно разную природу: область дуги Скоша и южным сегментом Срединно-Атлантического хребта. Все три упомянутых разлома (Южно-Сандвичев, Булларда и Конрада) имеют правостороннюю сдвиговую составляющую, что с полной отчетливостью выявляет карта Т. Сандвелла и У. Смита [24].

Основываясь на публикациях [17, 20, 23], приведем краткие сведения о конкретных структурах Американско-Антарктического хребта (рис. 2).

Разлом Конрада в рельефе дна выражен узким трогом, максимальная глубина которого 5300 м. По его обеим сторонам протягиваются приразломные хребты; более контрастно выражен северный. Вертикальный размах рельефа 3,5 км. При драгировании были подняты базальты, диабазы и зеленокаменные породы.

Близ западного окончания разлома на юг от него отходит рифт длиной всего лишь 81 км, имеющий хорошо выраженную глубокую осевую долину. В ней проводились драгировки, принесшие свежие и слабо измененные стекловидные пиллоу-базальты.

Следующий к югу рифтовый сегмент смещен на 92 км. В южной стене соответствующего трансформного разлома драгированы базальты, metabазальты, диабазы и габбро. Рифтовый сегмент имеет длину 71 км; глубина срединной долины 3 км. Далее – вновь трансформный разлом, отсекающий следующий рифтовый сегмент, длиной 57 км, обладающий более глубокой срединной долиной. Этими структурами исчерпывается восточная ступенчатая рифтовая система. С морфоструктурной точки зрения в ней доминируют не рифты, а разделяющие их мощные поперечные хребты, сопровождающие трансформы.

Южнее, в районе 58° ю.ш., занимающая среднюю часть Америко-Антарктического хребта, простирается разломная зона Булларда, смещающая рифтовые сегменты на 550 км. Глубокий прямолинейный разломный трог с обеих сторон сопровождается приразломными хребтами. Резче выражен Южный хребет, лежащий на глубинах менее 3000 м. В трого измерена наибольшая глубина в пределах Америко-Антарктического хребта 6400 м. В ряде пунктов драгированы базальты, metabазальты, диабазы, габбро, дуниты, перидотиты, серпентиниты и FeMn окисные корки. Перидотиты в основном представлены лерцолитами, сходными, как отмечается, с мантийными перидотитами многих абиссальных разломов, а также альпинотипными перидотитами континентов. В районе восточного интерсекта развита но-дальная впадина глубиной 5000 м.

Далее обратимся к западной ступенчатой рифтовой системе. В плане она очень сходна с восточной. Прерванный разломом Булларда рифтовый сегмент простирается меридионально на расстояние 69 км. Ему свойственна глубокая рифтовая долина (до 4900 м), из которой подняты свежие базальты.

Разлом Вулкан отсекает следующий на юг сегмент, смещая его на 108 км. Из северной стены разлома драгированы только перидотиты, серпентиниты и дуниты.

Более южный рифтовый сегмент протягивается лишь на 42 км. Он обладает столь же глубокой

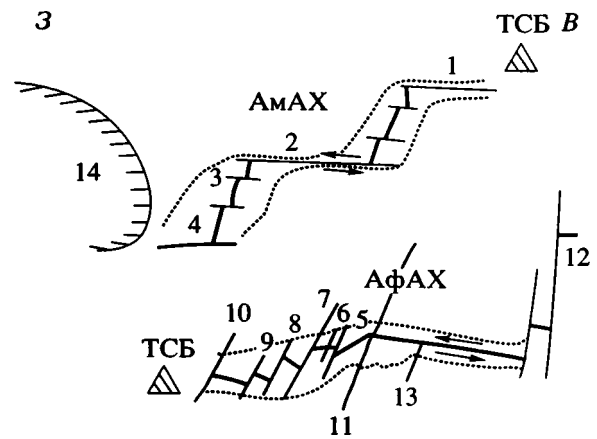


Рис. 2. Модели строения Америко- (АМАХ) и Африко-Антарктического (АФАХ) хребтов.

Весьма важная роль в образовании рельефа в АМАХ принадлежит разломной тектонике, в АФАХ – рифтогенезу. ТСБ – тройное сочленение Буве. Разломы: 1 – Конрада, 2 – Булларда, 3 – Вулкан, 4 – Южно-Сандвичев, 5 – Мандела, 6 – Динган, 7 – Шака, 8 – Ислаас Оркадас, 9 – Мошеш, 10 – Буве, 11 – Дю-Тойт, 12 – Принс Эдвард, 13 – Главный рифт, 14 – дуга Скоша.

долиной, как и предыдущий, из осевой части подняты слабо измененные стекловатые базальты.

По следующему небольшому трансформному разлому смещение составляет 24 км. Смещенный рифт на юге прерывается Южно-Сандвичевым разломом, являющимся в то же время южным ограничением западной ступенчатой системы. О системе в целом можно сказать, как и в отношении восточной, что она определяет рельеф Америко-Антарктического хребта лишь отчасти.

Данные по поводу скоростей спрединга в пределах хребта следующие [20]. В направлении с востока на запад они несколько уменьшаются, но значения их очень невелики. В крайнем восточном рифтовом сегменте двусторонняя скорость составляет 20,9 мм/г, а в крайнем западном 18,2 мм/г. Хребет во всех своих звеньях тектонически активен. Об этом свидетельствуют его общая большая раздробленность, значительные вертикальные амплитуды рельефа, контрастность последнего, а также его сейсмическая активность (рис. 3) [25]. Распределение сейсмичности неравномерное, но проявляется она как в пределах рифтовых отрезков, так и в разломных структурах. Высокая сейсмическая активность указывается для разлома Булларда, примыкающего к нему с востока рифта, расположенного южнее разлома Вулкан, и Южно-Сандвичева разлома. В целом сейсмическая зона трассирует Америко-Антарктический хребет.

Структурные соотношения динамической системы рифт–разлом с сопредельными областями

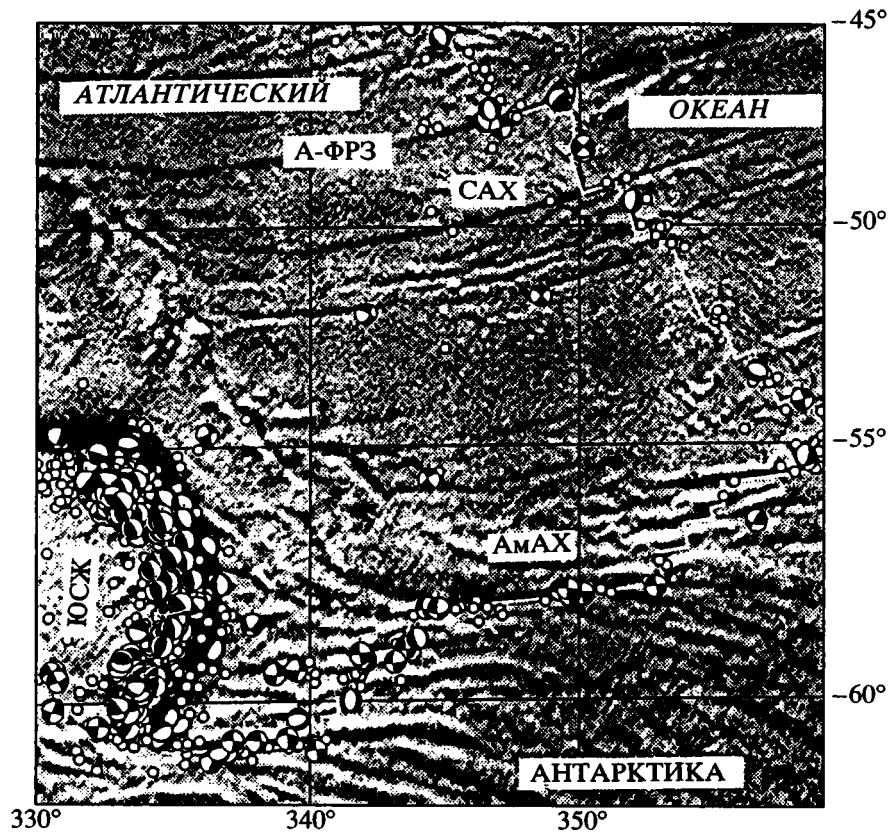


Рис. 3. Гравиметрические аномалии в свободном воздухе на юге Атлантического океана [25].

Малые кружки – эпицентры землетрясений после 1963 г.; большие кружки – фокальные механизмы землетрясений после 1976 г. Все эпицентры и фокальные механизмы относятся к землетрясениям глубиной менее 60 км. САХ – Срединно-Атлантический хребет; А-ФРЗ – Агульяс-Фолклендская разломная зона; АМАХ – Американско-Антарктический хребет; ТСБ – тройное сочление Буве; ЮСЖ – Южно-Сандвичев желоб.

свидетельствуют о ее наложенном характере и молодом возрасте. Судя по магнитным аномалиям, произошло это 20 млн. лет назад (аномалия б). Особенно убедительны в этом отношении данные по разлому Булларда. Разлом срезает под острым углом подходящие к нему с юга более древние линейные формы рельефа восток-юго-восточного простирания. С северной стороны структурная дискордантность также наблюдается, хотя и менее резкая. Кстати, структурный рисунок южной приразломной зоны с определенностью устанавливает правостороннюю сдвиговую деформацию вдоль разлома.

Сходная ситуация в смысле структурного рисунка наблюдается и с южной стороны Южно-Сандвичева разлома.

Американско-Антарктическая спрединговая система имеет западное продолжение. В работе [11] показано, что к ней относятся два антарктических разлома Виноградова и Лиджети и заключенный между ними рифт. Но при этом отмечается, что продвигающийся сюда рифтогенез пока имеет относительно малую интенсивность.

Далее на запад, вплоть до района Антарктического полуострова, намечается еще несколько локальных рифтов. Возможно, что их цепочка продолжит динамический комплекс Американско-Антарктического хребта.

Но есть еще более смелое построение, основанное, впрочем, на данных спутниковой гравиметрии, допускающее связь антарктических рифтов через хребет Южный Скоша с разломом Шеклтон, который отделяет структурный комплекс моря Скоша от ложа Тихого океана [16]. Поскольку разлом Шеклтон на севере соединяется с Чилийским глубоководным желобом, его можно рассматривать как геодинамическую связку (зону геодинамической трансформации) между комплексом антарктических рифтогенных структур и Восточно-Тихоокеанской системой глубоководных желобов. Вполне очевидно, что это позднекайнозойское новообразование, отражающее нелинейный процесс возникновения и развития глобальных тектонических линеаментов.

Если вернуться к Американско-Антарктической зоне, то и здесь, конечно, нелинейный тектогенез отражен в полной мере.

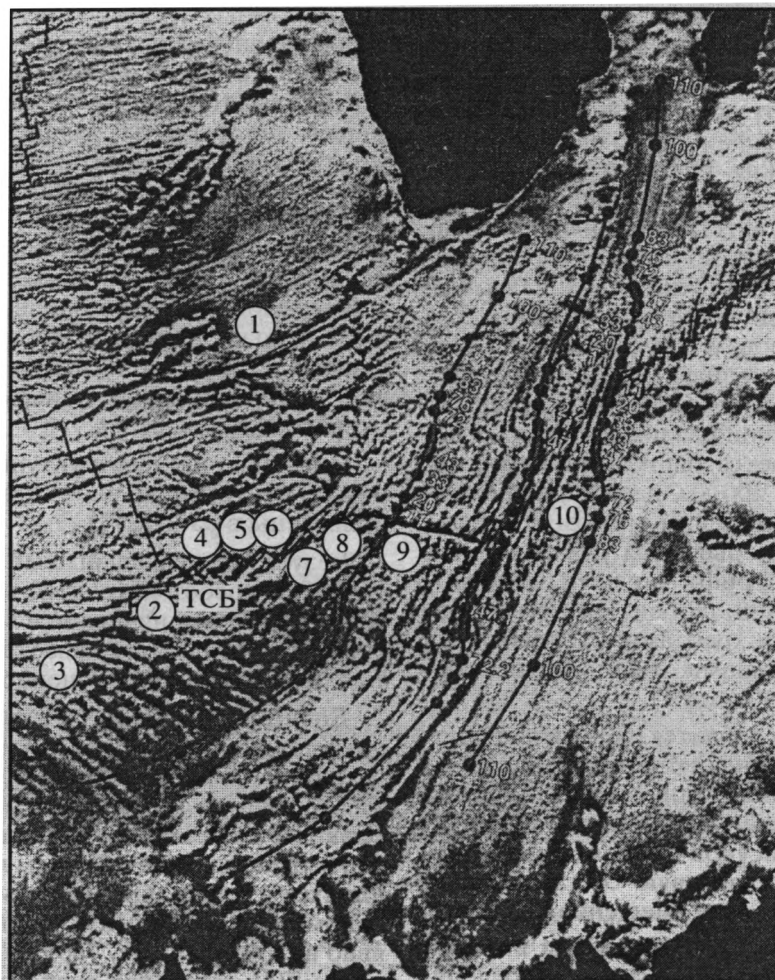


Рис. 4. Структура Антаркт-Африканской зоны разломов [25].

Отчетливо видно наложение молодых рифтовых и разломных структур на тектонический план более ранней генерации. Цифрами обозначены разломы: 1 – Агульяс-Фолклендский, 2 – Конрада, 3 – Булларда, 4 – Буве, 5 – Мошеш, 6 – Ислас Оркадос, 7 – Шака, 8 – Динган, 9 – Дю-Тойт, 10 – Принс Эдвард.

АФРИКАНО-АНТАРКТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

В отличие от Американско-Антарктического, данный хребет как морфоструктура сформировался вследствие развития спредингового процесса.

Хребет простирается от района тройного сочленения Буве до демаркационного разлома Принс Эдвард на расстояние 2000 км. Он представляет собой тектоническую связку (зону геодинамической трансформации) между Юго-Западным Индийским спрединговым хребтом и южной оконечностью Срединно-Атлантического хребта.

Разлом Принс Эдвард (рис. 4) занимает крайнее восточное положение в крупной системе разломов, начинающейся на западе разломом Дю-Тойт и являющейся зоной тектонического разграничения Атлантического и Индийского океанов. По ее восточным составляющим происходит сдвиговое смещение Мировой рифтовой системы

на север-северо-восток на многие сотни километров. Сдвиговая деформация иллюстрируется классическим в этом смысле структурным рисунком области, примыкающей к разлому с юго-востока. Данная система того же рода, что и Австрало-Антарктическая (Australo-Antarctic discordance), однако в этой последней столь значительного сдвигового смещения нет. Эту систему можно назвать Антаркт-Африканской.

Насчитывается несколько огромных разломов, которые тесно сближены между собой и следуют в направлении ЮЗ–СВ на многие тысячи километров, S-образно изгибаясь по простиранию. Общая ширина этой мощной серии разломов не менее 600 км.

В некоторых разломах проводилось драгирование. Были встречены главным образом пиллоу-базальты и тектонизированные ультраосновные

породы (в том числе в рифтовых долинах). В меньшей степени отмечались габбро и диабазы [14].

Если в Американско-Антарктическом хребте центральное место в структуре занимает субширотный разлом Булларда, то в описываемом хребте оно принадлежит рифтовому сегменту, примерно равновеликому и такого же простираения (см. рис. 2). Соответственно рифтинговый процесс развивается в них во взаимоперпендикулярном направлении, что можно объяснить крупными геодинамическими неоднородностями. Для удобства описания назовем эту структуру Главным рифтом. Прямолинейная, ничем не смещаемая структура простирается на 1000 км, прорезая большую часть восточной разломной серии. Разлом, в который упирается рифт и по которому смещается на север на 200 км, расположен ортогонально и выражен глубоким трогом. Следующее рифтовое звено прерывается уже разломом Принс Эдвард. Главный рифт выражен резко, обладает глубокой долиной; с обеих сторон сопровождается неширокими хребтами, расчлененными поперечными ложбинами. Двусторонняя скорость спрединга здесь 1.8 см/г.

На 14° в.д. рифт отклоняется на юго-запад косо пересекая ряд линейных гребней, простирающихся на северо-восток. Длина этого отрезка рифта ~350 км; он более глубокий, чем Главный рифт. Структурный рисунок прилегающих к нему хребтов выявляет сдвиговую составляющую вдоль рифта (левостороннее смещение).

Далее на запад обособляется совсем иной по строению участок хребта. Его рельеф определяется косыми разломами, разделяющими их позитивными формами и ортогональными им звеньями рифтов. Ширина хребта здесь по крайней мере вдвое больше, чем Главного рифта.

Насчитывается шесть косо ориентированных субпараллельных разломов [15, 18]. Первый с востока разлом Мандела и следующий за ним разлом Динган простираются на первые сотни километров и выражены не очень резко. Рифт их прорезает практически без смещения. Следующий разлом Шака наиболее крупный в этой серии. Он протягивается на 1100 км и выражен глубоким трогом (отмечена глубина 5607 м). По нему рифт смещается ~ на 300 км. Сдвинута на юго-запад и вся остальная часть хребта, разбитая тремя разломами: Ислаас Оркадас, Мошеш и Буве, разделенными рифтовыми звеньями с их прибортовыми поднятиями. Разлом Буве служит естественной западной границей Африкано-Антарктического хребта.

Длина разломов составляет несколько сотен километров. Соответствующие им трогги (кроме разлома Мошеш) характеризуются глубоким врезом.

На пространстве от разлома Буве до разлома Мошеш драгировались осевая часть хребта и сте-

ны разломных трогов. Получен большой спектр пород океанской литосферы [9, 10]. В нижней части южного борта разлома Буве встречены серпентиниты (преимущественно серпентинизированные гарцбургиты). Выше по склону, наряду с ультрабазитами, подняты базальты и габброиды. Но в сложении северного борта породы в основном представлены разного рода базальтами, в меньшей мере – долеритами. Лишь в низах склона, помимо базальтов, встречены метаморфизованные габбро и габбро-долериты. Из рифта подняты только свежие разновидности базальтов. Однако в зоне непосредственного сочленения рифта и разлома Буве обнаружен полный разрез океанской литосферы.

Новейшие морфоструктурные данные о западном сегменте Африкано-Антарктического хребта приведены в работе [1].

Безусловно, спрединговый Африкано-Антарктический хребет находится в состоянии продолжающейся вулканической и геодинамической активности. Это подтверждается и его сейсмичностью, в основном приуроченной к гребневой зоне.

Более того, хребет в его современном виде представляет собой, как и Американско-Антарктический, молодую наложенную морфоструктуру. Так, к северу и югу от хребтов, сопровождающих Главный рифт, видна область волнистого рельефа, выраженная сочетанием извилистых, изгибающихся в плане, прерывистых и плавных форм, напоминающих морскую рябь. Рифтовая система явно наложена на эту “волнистую” структуру. На карте [24] отчетливо видно, что разломы Принс Эдвард и соседний с запада являются новообразованиями, хотя в какой-то мере наследуют более древние структуры Антаркт-Африканской зоны. Эти последние, по данным магнитных аномалий [21], во возрасте восходят к рубежу мела и палеогена; в то же время новообразованные элементы являются явно новейшими.

В конце концов Африкано-Антарктический спрединговый хребет можно рассматривать как продолжение Юго-Западного Индийского хребта. В этом случае устанавливается тектонический линеймент, простирающийся от тройного сочленения Родригес в Индийском океане до тройного сочленения Буве ~6700 км. О геодинамических особенностях последнего речь будет идти ниже, после описания южного отрезка Срединно-Атлантического хребта.

ЮЖНЫЙ СЕГМЕНТ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Ниже будет охарактеризован южный отрезок Срединно-Атлантического хребта, заключенный между Агульяс-Фолклендской разломной зоной на севере и тройным сочленением Буве на юге

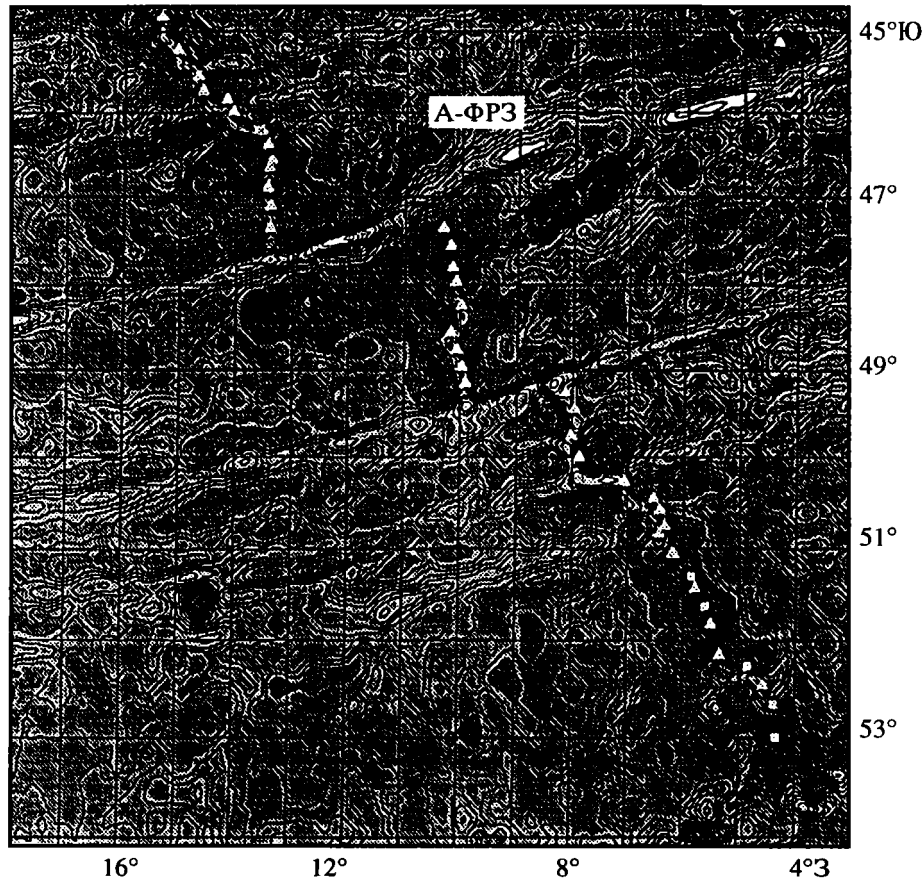


Рис. 5. Гравиметрическая карта Южного сегмента Срединно-Атлантического хребта [13].

Треугольниками и квадратами показаны станции драгирования, линии которых трассируют рифтовую зону. Темные штриховки отражают повышенные значения гравиметрических аномалий. А-ФРЗ – Агульяс-Фолклендская разломная зона. Юго-восточный угол – район, прилежащий к тройному сочлению Буве.

(рис. 5). Его длина ~1200 км. Разломная зона простирается в восток-северо-восточном направлении и относится к крупнейшим в Атлантическом океане, достигая длины около 6200 км. Она выявлена в последний период, на карте ГЕВКО 1983 г. ее изображение отсутствует. Структурные особенности разлома отчетливо видны на спутниковой карте рельефа дна. Начинаясь на севере Фолклендского плато, разлом заканчивается в восточном секторе Южной Африки.

Смещение рифтовой зоны по разлому составляет ~300 км. В западной половине на большем протяжении разлом выражен монотрогом, местами сопровождаемым притроговыми хребтами. В восточной половине он часто представлен двумя трогами, разделенными медианным поднятием; для этой части характерно кулисное расположение структур разлома. Изменчивость тектонического строения по простиранию ныне установлена для многих разломных зон как Атлантического, так и других океанов.

Наибольшие глубины 5–6 км приурочены к району, лежащему непосредственно севернее Фолклендского плато.

Тектоническое и геодинамическое значение разломной зоны еще только начинает раскрываться.

В работе [12] показано, что разломная зона продолжается в приафриканскую область почти до 24° в.д. В 100 км к северу от ее окончания в пределах континентальной окраины обособляются две сопряженные структуры: периконтинентальный прогиб и расположенное южнее краевое поднятие. Этот структурный комплекс простирается на СВ на 200 км. Прогиб глубокий (многие километры) и выполнен преимущественно сланцевыми толщами от оксфордских до плейстоценовых. Отмечается, что их формирование началось одновременно с образованием чехла Фолклендского плато и в непосредственной близости от него. Однако уже в раннемеловое время по Агульяс-Фолклендскому разлому (правосторонний сдвиг) они были смещены на восток на

1200 км. Изохроны в пределах разломной зоны вырисовываются, начиная с М4 (126.5 млн. лет, го-терив). Однако современная спрединговая картина четко определяется только с изохроны 34 (84 млн. лет, кампан). Этот временной рубеж имел важное значение для структурообразования и в ряде других районов Атлантики [4].

Ранее [3] среди разломных океанских структур была выделена особая категория разломных зон – демаркационные разломы. Они разделяют существенно разные по строению, геологической истории и геодинамике области океанского дна. В Атлантике указывались 3 подобных разломных зоны: Романш, Чарли Гиббс и Шпицбергенская. Имеющиеся данные позволяют относить к этой категории также и Агульяс-Фолклендский разлом. Специфика структуры Атлантики по южную сторону от разлома доказывается, в частности, далеким выступом в океан Фолклендского плато, а также Южно-Антильского структурного комплекса, вдающегося в океан на 2500 км.

Тем самым определяется естественная северная граница Южного сегмента Атлантики вообще и Срединно-Атлантического хребта, в частности.

Южнее Агульяс-Фолклендской разломной зоны лежит область, где 150 млн. лет назад началось раскрытие Южной Атлантики [4, 22]. В процессе раскрытия океана тектоника этой области видоизменялась. Ее особенно большие изменения были связаны с такими нелинейными геодинамическими процессами, как формирование антарктических структур, а в позднем кайнозое – Мало-антильского структурного комплекса и “точки” тройного сочленения Буве. Все же элементы унаследованного развития здесь сохранились, и прежде всего это относится к Срединно-Атлантическому хребту. Однако к югу от Агульяс-Фолклендского разлома он постепенно становится все более узким и сглаженным. Формы рельефа в нем значительно менее контрастны, чем в пределах Американско- и Африканско-Антарктического хребтов. Рифтовая зона отчетливо видна лишь в северной половине сегмента; далее на юг она затухает. Двусторонняя скорость спрединга здесь составляет 3.6 см/г. Сводовая часть хребта невысокая, расплывчатая; гребневая зона по относительной высоте малоамплитудна.

В пределах сегмента имеются четыре поперечных разлома (см. рис. 5). Наиболее крупный из них северный, отстоящий от Агульяс-Фолклендского разлома на 400 км и простирающийся более чем на 3000 км. В рельефе он четко выражен резким прямолинейным трогом. Смещение рифта по нему ~150 км. На западном его фланге виден след сдвиговой деформации – смещение левостороннее, т.е. обратное по сравнению с Американско-Антарктическим хребтом.

Разлом, расположенный южнее, протягивается ~ на 2000 км. Он имеет усложненное строение. Здесь наблюдаются два узких трого, разделенных медианным поднятием. В осевой зоне хребта в разломной структуре появляются ответвления. Смещение рифта по разлому ~80 км.

Следующий на юг разлом (расстояние до него 100 км) односторонний. Он прослеживается только западнее рифтовой зоны. Длина разлома 500 км.

Последний разлом, отстоящий от предыдущего на 550 км, простирается на 2500 км. В гребневой части хребта рельеф разломной зоны усложняется. Здесь начинается горный район, продолжающийся до тройного сочленения Буве. К западу от рифта симаунты сочетаются с двумя сравнительно небольшими, но глубокими впадинами. В целом, морфоструктура разлома выражена менее резко, чем в предыдущих случаях.

Таким образом, от Агульяс-Фолклендского разлома на юг наблюдается картина уменьшения интенсивности разломообразования. На рис. 3 иллюстрируется сейсмоактивность описываемого сегмента.

Разрушение структуры Срединно-Атлантического хребта происходит в районе 55° ю.ш., где она подвергается деструктивному процессу, связанному с проградацией Американско- и Африканско-Антарктического хребтов. Но об этом в следующем разделе.

ТРОЙНОЕ СОЧЛЕНЕНИЕ БУВЕ

Тройное сочленение спрединговых хребтов Южной Атлантики занимает район, заключенный между юго-западным окончанием разлома Буве и восточным концом разлома Конрада. Его размеры ~200 × 200 км². Этот район уже неоднократно описывался, и в отношении его строились разнообразны геометрические модели. Последние данные получены российско-итальянскими экспедициями на НИС “Академик Николай Страх” (18-й рейс, 1994 г.) и “Геленджик” (1996 г.) [2, 19].

Вкратце описываемый район характеризуется следующими структурными особенностями (рис. 6) [2].

С севера в него проходит рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта, состоящая из трех отрезков: северного, центрального и южного, кулисно заходящих один за другой. Последний из них фиксирует окончание срединного хребта. Юго-западный угол района представляет зону переработки атлантических морфоструктур и разрушения собственного им магнитного поля. В эту зону с запада внедряется довольно крупный и глубокий прогиб, обладающий крутыми склонами, именуемый Граничным. Южнее него, отделяясь структурной перемычкой, обособляется

небольшой Меридиональный прогиб, который на юге сочленяется с разломом Конрад крайней восточной структурой Америко-Антарктического хребта.

С восточной стороны в описываемый район внедряется вулканический хребет Шписс, представляющий собой явно новообразованный элемент, перерабатывающий структуру Срединно-Атлантического хребта. По отношению к структурам Срединно-Атлантического хребта хребет Шписс ориентирован под острым углом, срезая их.

На карте Т. Сандвелла и У. Смита [24] видны некоторые новые морфоструктурные черты района. Так, на юг от юго-западного окончания разлома Буве прослеживается субмеридиональный разлом, представленный глубоким трогом, сопровождаемым боковыми хребтами. Разлом протягивается на 300 км. Его тектоническое значение заключается в том, что он обрывает субширотный комплекс структур Америко-Антарктического хребта. Хребет Шписс лежит непосредственно к северу от этого разлома, и очень вероятно, что оба элемента находятся в геодинамической взаимосвязи.

Как показали последние исследования¹, состав базальтов хребта Шписс очень сходен с составом лав о-ва Буве, который во всех работах рассматривается как горячая точка. Однако на упомянутой выше карте можно видеть, что к северу и востоку от о-ва Буве распространены подобные же, но подводные горы, семейство которых нельзя связать с проявлением вулканизма в единичной горячей точке. Как можно видеть на карте, все они тяготеют к системам рифт-разлом. Соответственно, автор не видит необходимости поддерживать идею о "горячей точке Буве", как увенчивающей гигантский мантийный плюм, поднимающийся от границы ядро-мантия.

Поднятие Шписс следует рассматривать в том же ряду вулкано-тектонических структур.

Нет необходимости вдаваться в другие подробности строения района, поскольку на этот счет имеется несколько недавних публикаций [2, 7, 19 и др.].

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ И ВЫВОДЫ

Чем больше мы исследуем тектонику и геодинамику океанов, тем дальше отходим от некоего генерализованного к ним подхода, затушевывающего их структурные особенности. Вновь и вновь напоминает о себе проблема тектонического районирования океанского ложа, в последние десятилетия практически выпавшая из поля зрения исследователей. В настоящее время к такой рабо-

¹ Устное сообщение А.А. Пейве.

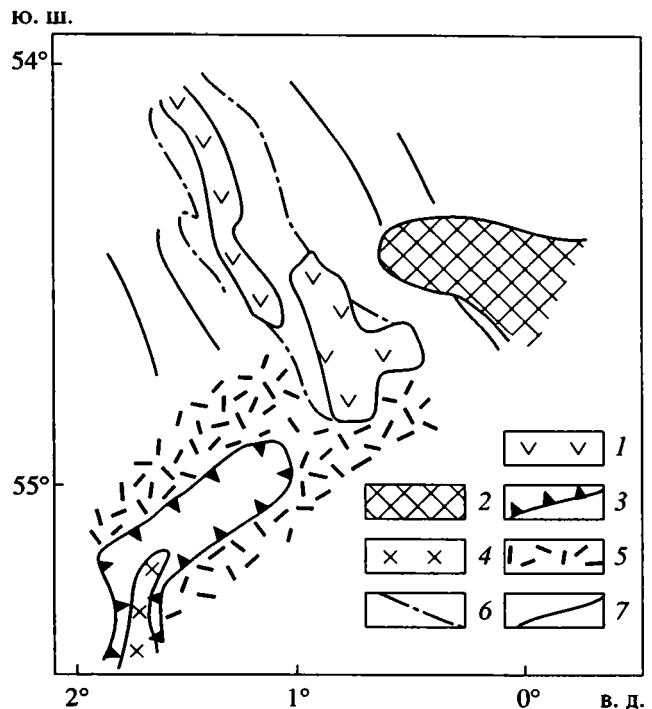


Рис. 6. Структура тройного сочленения Буве [2].

1 – рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 2 – тектоно-вулканический хребет Шписс; 3 – контур прогиба, продолжающего структуры Америко-Антарктического хребта; 4 – сегмент рифта того же хребта; 5 – зона переработки атлантических морфоструктур и разрушения линейности магнитного поля; 6 – нулевая магнитная аномалия; 7 – оси положительных магнитных аномалий.

те подталкивает Гравиметрическая карта дна Мирового океана [24].

В пределах обширной акватории Южной Атлантики, в центре которой находится тройное сочленение Буве, по строению океанского дна наблюдается несколько совершенно не схожих тектоно-морфологических провинций. Наиболее крупными из них являются Восточная, Юго-Западная и Северо-Западная (см. рис. 1). Первая из них характеризуется распространением морфоструктур разных порядков, имеющих северо-восточную ориентировку. Для нее типичны крупные линейные формы (многие тысячи километров), в плане имеющие вид сигмоиды. В средней части провинции ее пересекает мощный субширотный рифт (Главный рифт Африко-Антарктического хребта), сопровождаемый с обеих сторон при-рифтовыми хребтами. Главные сигмоидные структуры развиты на востоке, образуя широкую Антаркт-Африканскую разломную систему. Четко устанавливается, что два крайних прямолинейных восточных разлома системы (Принс Эдвард и соседний с ним с запада), как и Главный рифт, – молодые наложенные структурные образования.

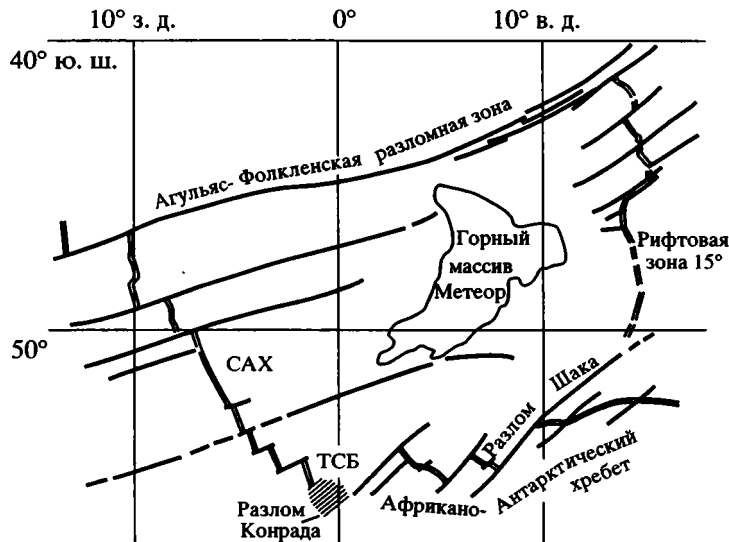


Рис. 7. Структурное положение спрединговой зоны 15° в.д.
САХ – Срединно-Атлантический хребет; ТСБ – тройное сочленение Буве.

Граница Восточной и Юго-Западной провинций расплывчатая. Граница с Северо-Западной провинцией проходит по определенно выраженной спрединговой системе, простирающейся от Агульяс-Фолклендского разлома на юг к северо-восточному окончанию разлома Шака примерно по 15° в.д. (рис. 7). Этой последней свойствен атлантический тип строения. Размеры системы относительно невелики, образующие ее структурные формы сглажены и в настоящее время пассивны. По крайней мере сейсмичность в ней не проявлена. Строгое соответствие простираения поперечных разломов системы таковым Срединно-Атлантического хребта указывает на их общее геодинамическое начало. Время образования системы неясно, но возможно, что в данном случае имеется связь с образованием мощной горной группы Метеор, разъединяющей ее и Срединно-Атлантический хребет. В любом случае это эффект нелинейного геодинамического процесса.

Для Юго-Западной провинции характерна противоположная юго-восточная ориентировка структур дна и малая их контрастность. От Северо-Восточной провинции ее отделяет субширотный Американо-Антарктический хребет явно секущего характера.

Северо-Западная провинция, ограниченная на севере Агульяс-Фолклендским разломом, соответствует Срединно-Атлантическому хребту. Соотношения морфоструктур здесь в общем типичны для хребтов с малой скоростью спрединга. Для этой провинции характерны выдержанные восток-северо-восточные простираения разломных структур, выступающих на фоне относительно малорасчлененного рельефа дна.

Вполне очевидно, что соответствующие морфоструктурные провинции порождены разными геодинамическими условиями, а не каким-то единым глубинным механизмом. Пестрота геодинамических полей – характерное свойство геосфер вообще [6]. В данном случае речь идет о многоплановости и многообразии тектонического и геодинамического саморазвития океанской литосферы.

Убедительным отражением подобного характера развития является наложение на более ранний гетерогенный тектонический план крупнейших неотектонических форм. В первую очередь, таковыми являются молодые спрединговые Американо- и Африкано-Антарктические хребты. Это очень разные по масштабам проявления рифтинга и разломной тектоники структурные образования, но как тот, так и другой представляют собой зоны геодинамической трансформации (связки) между тектоническими областями разного характера. Обе системы тектонически весьма активны. Выражая мощные молодые структурообразующие процессы, они сильно затушевывают черты предшествующего структурного плана. Проградируя навстречу одна другой, данные системы, внедрившись в структуру юга Срединно-Атлантического хребта, ее разрушили [2]. Их дальнейшее встречное продвижение может привести к становлению новой единой уже Африкано-Американской спрединговой системы, а отсюда и к радикальной перестройке тектонического плана Атлантики. Согласно сделанному подсчету, скорость продвижения составляет 4–5 см/г [19].

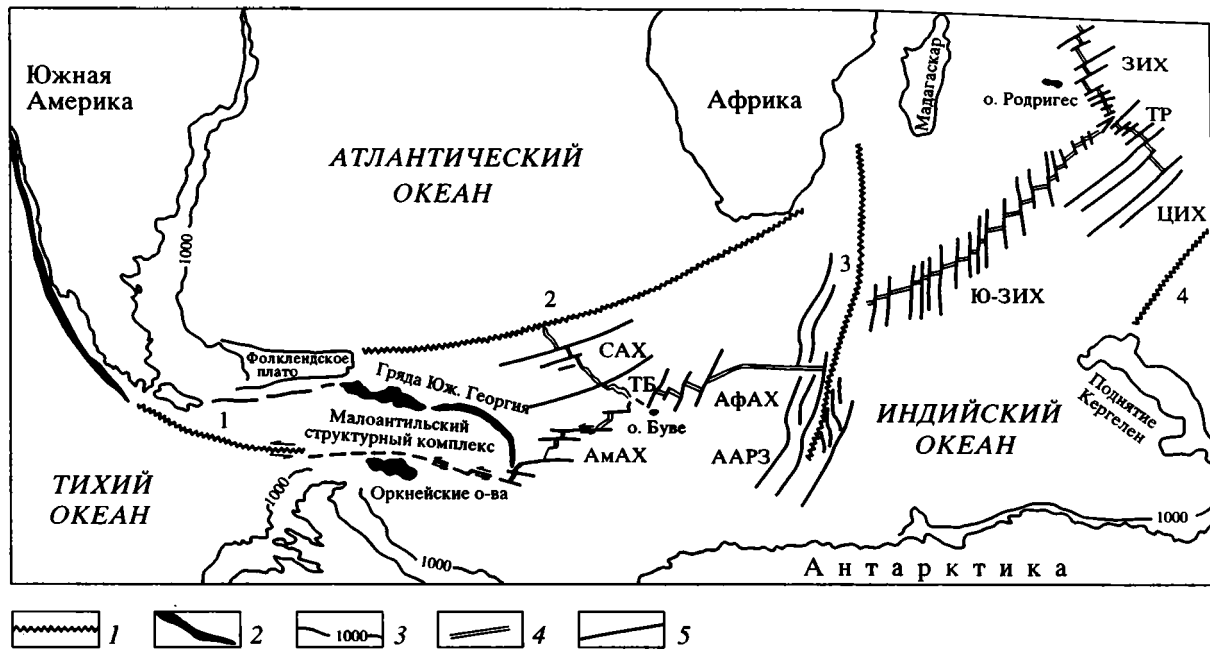


Рис. 8. Индо-Тихоокеанская система деформаций.

1 – главные разломы (1 – Шеклтон, 2 – Агульяс-Фолклендский, 3 – Принс Эдвард, 4 – Амстердам); 2 – глубоководные желоба; 3 – изобата 1000 м; 4, 5 – спрединговые хребты: 4 – рифтовые зоны, 5 – поперечные разломы. САХ – Срединно-Атлантический, Ю-ЗИХ – Юго-Западный Индийский, ЗИХ – Западно-Индийский, ЦИХ – Центально-Индийский, АМАХ – Американо-Антарктический, АФАХ – Африкано-Антарктический; тройные сочленения: ТБ – Буве, ТР – Родригес; ААРЗ – Антаркт-Африканская система разломов.

Современная структура тройного сочленения Буве начала формироваться не более двух миллионов лет назад [2].

Становление новой спрединговой системы происходит в условиях ее общего продольного растяжения. Каждый из двух спрединговых хребтов проградирует в обе стороны [8]. Разная тектоника хребтов может быть объяснена разными условиями растяжения прежде всего его интенсивностью. Судя по структурным чертам, большая интенсивность свойственна Американо-Антарктическому хребту. В обоих хребтах широко проявлены продольные сдвиговые деформации, генерированные, естественно, общим продольным растяжением.

На современном этапе структурного развития южных областей океанов уже можно говорить о некотором грандиозном тектоническом линейменте, начинающемся в Индийском океане в районе тройного сочленения Родригес, продолжающемся спрединговыми хребтами Южной Атлантики и следующем далее, через рифтовые зоны Антарктики к разлому Шеклтон в Тихом океане (рис. 8). Если соответствующий тектогенез будет развиваться, то Мировая океанская рифтовая система приобретет совершенно иные черты.

В заключение отметим, что выполненный анализ в качестве идейной базы имел нелинейную ге-

одинамику. Без влияния на тектогенез глубинных нелинейных геодинамических эффектов, на взгляд автора, совершенно немислимо охватить и понять действительную сложность наблюдаемых в океанских геосферах тектонических и геодинамических явлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мазарович А.О., Пейве А.А., Зителлини Н. и др. Морфоструктура района острова Буве // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 3. С. 354–357.
2. Пейве А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М. и др. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 40–57.
3. Пуцаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разломов // Докл. РАН 1994. Т. 335. № 5. С. 616–620.
4. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. С. 85.
5. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.
6. Пуцаровский Ю.М. Сейсмотомаграфия и структура мантии: тектонический ракурс // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 6. С. 806–809.
7. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А. Тройные сочленения Буве (Атлантический океан) и Родригес

- (Индийский океан). Сравнительные аспекты // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 1. С. 82–86.
8. Пущаровский Ю.М., Сколотнев С.Г. Косые разломы в Атлантическом и Индийском океанах // Геотектоника. 1997. № 2. С. 63–74.
 9. Симонов В.А., Колобов В.Ю. Особенности магматических и гидротермальных систем в районе тройного сочленения срединно-океанических хребтов в Южной Атлантике // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 5. С. 48–54.
 10. Симонов В.А., Колобов В.Ю., Кавязин С.В. Петрохимические особенности базальтовых магм в районе тройного сочленения Буве // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 2. С. 86–96.
 11. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В., Кольцова А.В., Князев А.Б. Рифты Западной Атлантики // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 6. С. 821–826.
 12. Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H., Malan J.A. Early tectonic extension between the Agulhas Bank and the Falkland Plateau due to the rotation on the Lafonia microplate // Earth and Planetary Letters. 1993. Vol. 117. № 12. P. 43–58.
 13. Cruise Report R/V Maurice Ewing EW9309, 1993.
 14. Fisher R.L., Dick H.J.B., Natland J.H., Meyer P.S. Mafic/ultramafic suites of the slowly spreading Southwest Indian Ridge: protea, exploration of the Antarctic plate boundary, 24°E 47°E, 1984 // *Ofioliti*, 1986. Vol. 11. № 2. P. 147–178.
 15. *Gebko*. General bathymetric chart of the oceans. 5-th edition. Ottawa, 1984.
 16. Galindo-Zaldivar J., Jabaloy A., Maldonado A., Sanz de Galdeano C. Continental fragmentation along the South Scotia Ridge transcurrent plate boundary (NE Antarctic Peninsula) // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 258. № 14. P. 275–301.
 17. Lawver L.A., Dick H.J. The American-Antarctic Ridge // *Journ. of Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. № B10. P. 8193–8202.
 18. Le Roex A.P., Dick H.J.B., Erlank A.J. et al. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 degrees east // *J. of Petrology*. 1983. Vol. 24. Part 3. P. 267–318.
 19. Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G. et al. Death and transfiguration of a Triple junction in the South Atlantic // *Geoscience*. 1997. № RE 965211 (JJH). P. 1–3.
 20. Livermore R.A., Tomlinson J.S., Woollett R.W. Unusual sea-floor fabric near the Bullard fracture zone imaged by Gloria sidescan sonar // *Nature*. 1991. Vol. 353. № 6340. P. 158–161.
 21. Norton J.O. Plate motions in the North Pacific: the 43 Ma nonevent // *Tectonics*. 1995. Vol. 14. № 5. P. 1080–1094.
 22. Nürnberg D., Müller R.D. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 191. № 1–2. P. 27–53.
 23. Roex A.P., Dick H.J.B. Petrography and geochemistry of basaltic rocks from the Conrad fracture zone on the America Antarctica Ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 54. P. 117–138.
 24. Sandwell T., Smith W.H.F. Marine Gravity Anomaly from Satellite Altimetry. Map. Additional copies: Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, 1995.
 25. Spitzak S., De Mets C. Constraints on present-day plate motions south of 30° S from satellite altimetry // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 253. № 3–4. P. 167–208.

Рецензенты: А.С. Перфильев, В.Е. Хаин

Tectonics and Geodynamics of South Atlantic Spreading Ridges

Yu. M. Pushcharovsky

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

Abstract—The spreading ridges that form a triple junction near Bouvet Island (the North Weddell, African–Antarctic, and southern Mid-Atlantic ridges) are described. These ridges have substantially different morphostructural and evolutionary features. The North Weddell Ridge is unusual in that it owes its origin mainly to transverse fracture zones rather than rifting. Both the North Weddell and Southwest Indian ridges are discordantly superimposed over earlier oceanic structures; their formation commenced at the close of the Late Paleozoic and is still in progress. The ridges are evolving in a setting of overall longitudinal compression; at their terminations, they propagate in the opposite directions. In this process, the Mid-Atlantic Ridge is being destroyed. In a westerly direction, the system of the North Weddell Ridge and its western extension—the Antarctic rift structures—approach the Shackleton Fracture Zone, which separates the Scotia Sea structural complex from the Pacific. At the same time, the African–Antarctic Ridge makes up a unified system with the Southwest Indian, which extends eastward up to the Central Indian Ridge. Both systems converge near Bouvet Island, together forming a vast lineament that links the Pacific and Indian oceans. The further evolution of the lineament structures can lead to a major change in the pattern of the world rift system.

УДК 551.242.2(263)

СТРУКТУРЫ И ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ И ПОДВОДНЫХ ГОР ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ

© 1998 г. А. О. Мазарович

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.01.97 г.

Вблизи северо-западной Африки и северо-востока Южной Америки располагаются архипелаги вулканических островов и подводные горы. Проводится сравнительный анализ из строения, развития и времени формирования на основании разнообразного картографического материала, спутниковой альтиметрии, анализа более 700 определений абсолютного возраста и данных полевых исследований на островах Зеленого Мыса.

Основными структурными подразделениями островов тропической Атлантики являются цоколь и вулканический комплекс, которые формировались на деформированном основании. Образование комплексов начиналось с внедрения интрузивных и дайковых серий которые сменялись излияниями лав. В миоцен-четвертичное время около Западной Африки устанавливается несколько циклов формирования эффузивных и субвулканических комплексов (ранний миоцен, плиоцен, четвертичное время). В позднем миоцене намечается период относительного покоя. Сопоставление этапности формирования дайковых, лавовых и интрузивных серий вдоль Западной Африки показывает, что максимумы активности формирования тел или иных образований, как правило, во времени не совпадают. Устанавливается асимметрия в проявлении магматических событий на востоке и западе Атлантики в кайнозойское время.

Для Канарского архипелага показано, что прогрессивное изменение возраста вулканических образований вдоль его простирания отсутствует, что приводит к заключению об отсутствии в данном районе следа горячей точки и необходимости поиска иных моделей.

Вблизи пассивных окраин северо-западной Африки и северо-востока Южной Америки, в пределах континентального подножья, склона и шельфа, располагаются вулканические острова [24] и многочисленные подводные горы. В восточной части Атлантического океана, между 34°с.ш. и 15°05' ю.ш., это архипелаги (рис. 1, таблица) – Канарский, Мадейра, Зеленого Мыса, а также отдельные острова Камерунской линии – Аннобон, Бийого (ранее – Фернандо-По), Принсипи и Сан-Томе. Вблизи оси Срединно-Атлантического хребта расположен о-в Вознесения. Около побережья Южной Америки – острова Фернанду-ди-Норонья и Рокас. Общая площадь островов или, соответственно, областей наземного кайнозойского вулканизма, превышает 12000 км². Вместе с тем, если учитывать части океанической коры, в которых установлены силлы, подводные горы, структуры протыкания, то общая площадь области магмовыведения может оказаться на порядок большей. Изучение этих зон имеет большой интерес для понимания эволюции пассивных окраин Африки и Южной Америки, а также приэкваториальной части Атлантического океана.

Наиболее распространенной гипотезой о происхождении большинства островов Атлантического океана является идея горячей точки или движения плюмов, диаметр которых может дости-

гать 500 км (например, [20, 25]). Напомним, что “Т. Вильсон и П. Морган предположили, что ... отмершие вулканы, тянувшиеся “хвостами” позади современных активных вулканов, представляют собой следы прохождения литосферных плит над неподвижными горячими точками в мантии Земли. Когда плита проходит над горячей точкой, она как бы зажигательным стеклом проплавляется снизу и возникает вулканический очаг, питающий поверхностный вулкан. Когда плита уходит от горячей точки, вулкан перестает быть активным, отмирает и вместе с плитой движется в сторону от горячей точки, наращивая тем самым отмерший вулканический хребет” [3, с. 121]. Анализ строения архипелагов островов Центральной Атлантики и данных о возрасте вулканизма привел автора статьи к необходимости вновь обратиться к вопросу о природе магматической активности в указанном регионе.

Вещественный состав пород островов, в меньшей степени подводных гор, особенности их геохимии и петрологии останутся за пределами нашего внимания, так как этим вопросам посвящена многочисленная литература. Вместе с тем, весьма скромное место в публикациях занимает сравнительно-геологический анализ этих структур, их положения в пространстве, развития и

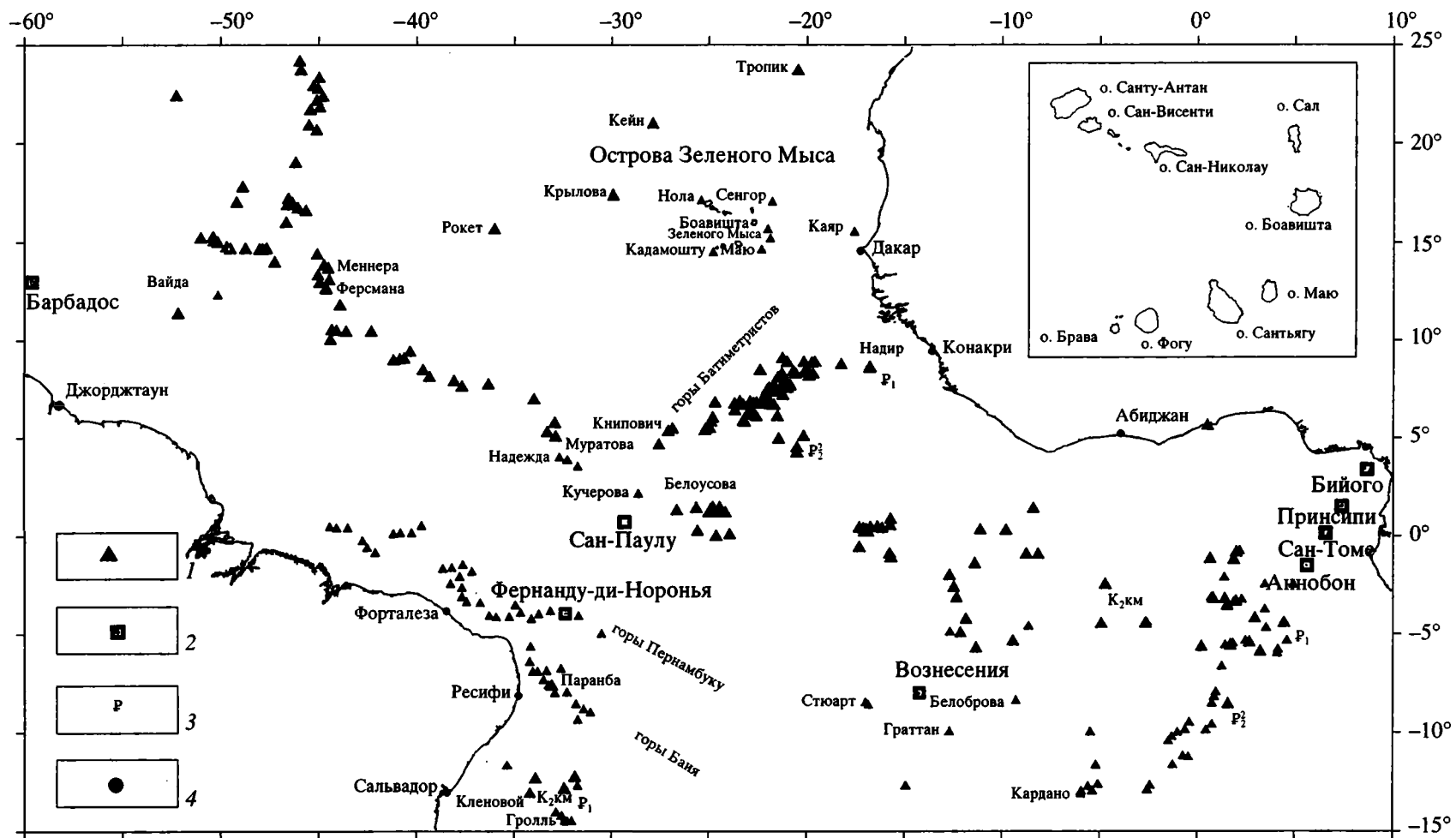


Рис. 1. Положение и названия основных подводных гор и островов в тропической Атлантике. На врезке показан архипелаг Островов Зеленого Мыса
1 – подводные горы; 2 – острова; 3 – возраст датированных пород; 4 – города.

Основные характеристики крупнейших вулканических островов Центральной Атлантики

Остров	Широта, градусы	Долгота, градусы	Площадь, км ²	Высота, м	Высота над дном, м	Подъем в квартере, м	Древнейший магматизм, млн. лет	Последнее извержение, год
Боавишта	16.12	-23.17	620	620	3400	150	-	-
Брава	14.83	-25.25	64	976	5000	235	5	-
Фогу	14.92	-24.62	476	2829	7000	114	-	1995
Ильеу-Бранку	16.67	-25.30	3	327	2800	-	-	-
Ильеу-Гранди	14.97	-24.07	2	96	4300	52	-	-
Маю	15.25	-23.67	269	436	3400	265	99.8	-
Сал	16.75	-22.93	216	164	3400	105	-	-
Санту-Антан	17.08	-25.75	779	406	5000	4	-	-
Сан-Николау	16.62	-24.75	343	1979	4300	250	-	-
Сан-Висенти	16.83	-25.00	227	1304	3300	70	-	-
Санта-Лузия	16.75	-24.62	135	774	2900	52	-	-
Сантьягу	15.83	-23.67	991	395	4800	168	-	-
Фуэртевентура	28.50	-14.00	1731	860	3800	-	48	-
Гран Канария	27.92	-15.58	1376	1950	5500	28	14.5	-
Иерро	27.95	-17.93	227	1521	5500	-	3.05	1793?
Гомера	28.18	-17.37	378	1484	5000	-	12.7	-
Ла Пальма	28.75	-17.83	728	2424	5800	-	3.5	1971
Лансароте	29.00	-13.67	741	682	2300	-	15.5	1824
Тенериф	28.33	-16.67	2058	3718	7200	-	15.68	1909
Фернаду-ди-Норонья	-3.83	-32.42	16.9	320	4300	60-70	21.9	-
Дисерташ	32.52	-16.52	13	-	-	-	-	-
Мадейра	32.63	-16.92	728	1861	-	100-400	1.81	-
Порто Санто	33.75	-16.42	69	-	-	350	13.1	-
Аннобон	-1.43	5.63	-	655	5000	-	19.2	1898
Вознесения	-7.97	-14.39	93	859	4000	-	4.5	-
Принципи	1.63	7.40	114	948	4000	-	30.6	-
Сан-Томе	0.24	-6.59	-	2024	-	-	15.7	-

Примечание. прочерк – нет данных. Таблица составлена с использованием данных: Григорьева Г.Н., Энциклопедия региональной геологии Мира, Mitchell-Thome R.C., Hoerne K., Mitchell J.G., Le Bas M.J., Feraud G., Ancochea E., Abdel-Monem A., Piper J.D.A., Grunau H.K., Cornen G., Maury R.C., Ferreira M.P., Baker P.E. Weaver B.L., Garlach D.C.

времени формирования. На этих вопросах и будет сосредоточено внимание в статье.

Отметим, что в ходе нашего исследования была составлена база данных по возрастам магматических пород и характеристикам островов на ос-

новании более сотни публикаций. В связи с тем что такой список не может быть приведен в журнале, мы вынуждены ссылаться в примечаниях на первых авторов работ. Практически все датировки возраста были определены К/Аг-методом.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ

Анализ разнообразного картографического материала, включая данные по спутниковой альтиметрии [18, 27], показывает, что центры магматической активности располагаются на шельфе и континентальном склоне (остров Бийого), континентальном подножии (Канарские острова), на поднятиях в абиссальной котловине (Острова Зеленого Мыса), в пределах Срединно-Атлантического хребта (остров Вознесения). Они могут формировать архипелаги сложной формы (острова Зеленого Мыса), цепи той или иной ориентировки (горы Новой Англии, Мартин Вас) и монопостройки или их группы, поверхности которых могут располагаться на различных глубинах или выходить над уровнем моря [5, 17 и др.].

По отношению к пассивным частям трансформных разломов вулканические сооружения в тропической Атлантике могут занимать различное положение. В одних случаях цепи или группы вулканических гор пересекают их под различными углами (горы Пернамбуку, Баия, Камерунская линия) – южнее экватора и до 15° ю.ш., западнее Срединно-Атлантического хребта, они имеют простирания порядка 315° – 320° , восточнее – 40° – 45° . В других – вулканические сооружения располагаются между крупными разломами и не имеют с ними видимых “контактов”. При этом они могут формировать сложно построенные группы вулканических аппаратов (Острова Зеленого Мыса), отдельные аппараты или их цепи (например, цепь из пяти подводных гор западнее рифта Вознесения–Бодэ–Верде). Последние могут находиться также на поднятиях, субпараллельных разломным трогам (подводные горы на хребте Рессерчер). В целом создается впечатление, что формирование зон магматизма вне пределов гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта связано с вторичными деформациями океанических плит, которые создают благоприятные условия для образования зон проницаемости.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ

Анализ строения 20 океанических островов тропической Атлантики свидетельствует о том, что они слагаются вулcano-плутоническими и эффузивными комплексами, образующими палеоподнятия и основную постройку острова (рис. 2), и иногда породами основания, которое существовало до начала проявления магматизма, приведшего впоследствии к формированию всей вулканической постройки.

Комплексы докайнозойского основания островов, точнее, их фрагменты, установлены на Островах Зеленого мыса (Маю, Сантьягу, возможно, Сал) и на Канарских островах (Фуэртевентура). Они представлены вулканогенными и осадочными породами мезозойского возраста, которые смяты в складки и разбиты разрывными нарушениями.

Основание о-ва Маю сложено [6, 26] позднеюрскими толеитовыми пиллоу-лавами, гиадокластитами и туфами. Выше располагаются позднеюрско-неокомские известняки (300–350 м) с кремнистыми конкрециями. Выходы сходных пород известны и на северо-востоке о-ва Сантьягу. Породы апт-альбского возраста (100–150 м) представлены мергелями и черными аргиллитами. Альб-сеноманская толща слагается туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфогазелитами, мергелями и известняками. Вверх по разрезу, после размытия, их сменяют грубообломочные вулканогенные породы: туфы, агломераты, туфоконгломераты, которые формировались в наземных условиях. Среди обломков обнаружены пироксениты, якупирангиты и другие интрузивные породы.

На острове Фуэртевентура [26] меловые толщи сложены глинистыми сланцами и мергелями с прослоями песчаников. Выше залегает известняково-мергелистая серия и темные глинистые сланцы с прослоями известняков. Верхняя часть комплекса основания слагается песчаниковой и кремнистой толщами, а также известняками с линзами кремней. Общая мощность описанных пород – 700 м. Они смяты в складку, запрокинутую на север-северо-восток, и нарушены разломами.

Таким образом, во всех известных случаях породы докайнозойского основания вблизи Северо-Западной Африки перед началом формирования вулcano-плутонической ассоциации островов были деформированы.

Комплексы палеоподнятия представляют собой совокупность структурно-вещественных (вулcano-плутонических) ассоциаций, сформировавшихся до начала широкого проявления эффузивного магматизма. Эти комплексы обстоятельно изучены на многих островах тропической Атлантики. На Канарских островах принимается, например, [20], что они образовались в стадию щитового вулкана. В связи с тем что далеко не всегда можно доказать существование подобного рода постройки, мы будем применять термин “палеоподнятия”. В его состав могут входить три комплекса.

1. *Интрузивные комплексы* формировались (см. рис. 2) в несколько этапов и могут представлять собой либо субвертикальные и пластовые тела мощностью от 1 до 30–50 м щелочных пироксенитов, ийолитов, эссекситов, сиенитов, монцонитов, либо расслоенные габро-сиенитовые

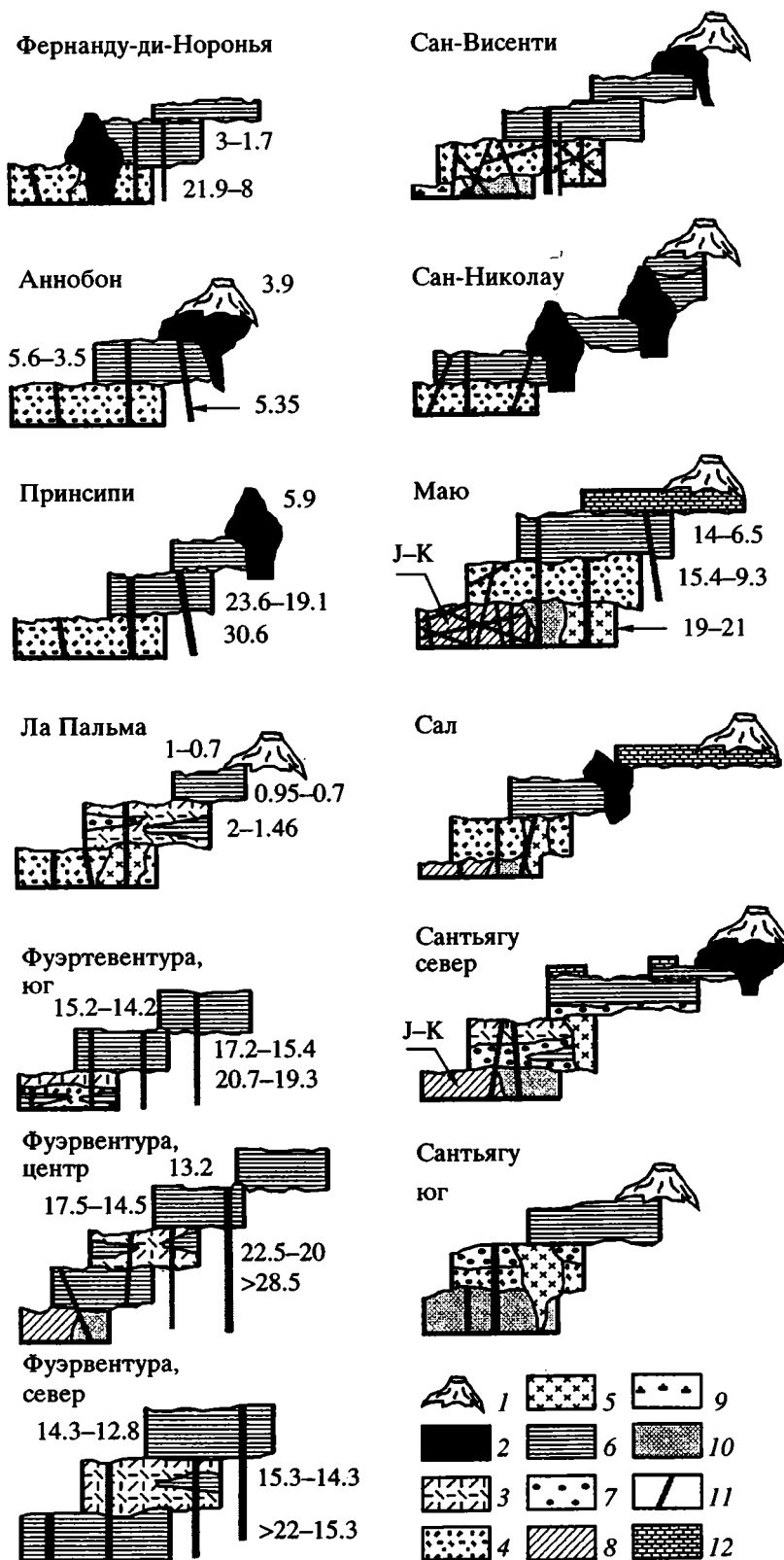


Рис. 2. Идеализированные разрезы вулканических островов тропической Атлантики.

1 - шлаковые конусы; 2 - купола, экструзии; 3 - туфы; 4 - агломераты, брекчии; 5 - габбро-сиенитовые интрузии; 6 - лавы; 7 - конгломераты; 8 - мезозойские образования; 9 - базальты основания (?) о-ва Сан-Висенти; 10 - интрузивные комплексы; 11 - дайки; 12 - калькарениты. Цифры - абсолютный возраст пород, млн. лет.

интрузивы, сложенные пироксенитами, эссекситами, габбро, габбро-сиенитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Если интрузивные образования не обнажены (например, север о-ва Сантьягу, Сан-Николау), то в осадочно-вулканогенных породах или в дайках встречаются обломки или ксенолиты пироксенитов, амфиболитов и сиенитов. Общая продолжительность формирования интрузивных образований, судя по данным абсолютного датирования пород о-вов Фуэртевентура и Маю, может составлять от 9 до 13 млн. лет.

2. *Эффузивно-агломератовые комплексы* представлены конгломератами, агломератами, агломератовыми туфами, осадочной брекчией и лавами субщелочных базальтов, сформировавшихся в подводных и субаэральных условиях. Эти образования стратиграфически несогласно залегают на породах интрузивных массивов, выполняют неровности расчлененного палеорельефа и содержат глыбы, блоки и слабо окатанные валуны нижежащих образований. Эффузивная часть комплекса может быть представлена потоками массивных и пиллоу-лав базанитов, оливковых базальтов, мелилитовых нефелинитов, агломератов и гиалокластитов. Аналогами этой части комплекса могут быть, по всей видимости, палагонитовые брекчии с блоками свежих толеитовых базальтов, сформированными в подводных условиях (например, видимое основание острова Принсипи) [16].

3. *Дайково-силловый комплекс* прорывает все вышеописанные образования (см. рис. 2). Во многих местах интенсивность внедрения даек и силлов лампрофиров, в меньшем количестве карбонатитов, карбонатитов, реже базальтов и оливковых нефелинитов достигает 80–100% объема вмещающих пород.

Формирование палеоподнятия островов происходило на фоне общего подъема океанического дна, благодаря полифазному нагнетанию расплавов с глубиной порядка 80–100 км [6]. Участок дна претерпевал неоднократные и разноамплитудные опускания и подъемы вплоть до размыва. Это могло быть связано, во-первых, с неоднократным наполнением и разгрузкой магматических камер. Во-вторых, можно предположить, что подъем вулканической постройки происходил с большей скоростью, чем прогрессивное опускание океанического дна по мере отодвигания от зоны спрединга, и лишь затем, в ходе замедления роста постройки, она начала погружаться. Скорее всего, было сочетание обоих процессов. Внедрение дайково-силловых тел приводило к консолидации участка коры.

Вулканический комплекс островов представляет совокупность структурно-вещественных ассоциаций, сформировавшихся в субаэральных и аэральных условиях систему наземных вулканических построек различного типа. Образование

собственно островной постройки могло происходить в несколько фаз (например, до девяти на о-ве Лансароте), при преобладании эффузивной деятельности, разделявшихся перерывами, во время которых происходило частичное или полное разрушение вулканических построек.

Например, на о-ве Сан-Николау структура неовулканического комплекса обусловлена широким развитием аппаратов центрального типа, шлаковыми (и шлаколавовыми) конусами, приуроченными к двум зонам проницаемости. На юге острова хорошо устанавливается цепь шлаковых и шлаколавовых конусов усеченной формы. Постройки высотой 180–340 м сливаются со своими основаниями и, очевидно, маркируют зону проницаемости субширотного простирания, продолжение которой намечается по ряду мелких лавовых конусов. Характерно, что большинство кратеров открыто к северу. Этот факт, а также изогнутая форма зоны в плане могут свидетельствовать о том, что безамплитудный разлом не вертикален, а имеет наклон к югу. Северная зона проницаемости фиксируется цепью аналогичных шлаковых конусов высотой 100–150 м.

Формирование вулканического комплекса на островах Иерро, Ла Пальма, Лансароте, Тенериф, Аннобон и Фогу, на которых известны исторические извержения, продолжается до настоящего времени.

ЦЕНТРЫ КАЙНОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗА ПРЕДЕЛАМИ ОСТРОВОВ

На основании изучения различных батиметрических карт и данных альтиметрии [8, 27] можно предполагать, что между 30° с.ш. и 15° ю.ш., на Срединно-Атлантическом хребте и за его пределами, имеется порядка 400–450 подводных гор различного происхождения.

Первая группа вулканических гор располагается около побережья Западной Африки между 23° и 14° с.ш. и около архипелага Островов Зеленого Мыса. Несколько гор известно в краевой части Гвинейского плато и в пределах континентального склона Африки. Вторая группа, более южная, горы Батиметристов, располагается северо-западнее поднятия Сьерра-Леоне, в пределах которого также имеются вулканические аппараты. Третья – известна в литературе под названием Камерунской линии – цепи подводных гор, вулканических островов и наземных построек, которые протягиваются от Срединно-Атлантического хребта до плато Адамана в пределах западного Камеруна. В Гвинейском заливе развиты многочисленные подводные горы, так называемые горы Гвинейского залива. Около побережья северо-восточной Бразилии располагаются три группы

подводных гор: горы Баия, горы в районе острова Фернандо ди Норонья и горы Пернамбуку. Количество подводных вулканических гор в тропической Атлантике увеличивается в сторону континентов.

Проведенная нами статистика глубин оснований 400 подводных гор показала, что большинство из них (312) располагается на глубинах 1700–2800 м, т.е. в пределах приподнятых участков океанских котловин и в пределах Срединно-Атлантического хребта. На абиссальных глубинах (3300–4800 м) их существенно меньше. Чаше всего встречаются горы высотой от 600 до 1200 м, в меньшем количестве – от 1400 до 2000 м. Еще меньше гор с высотами 2000–5000 м. Высота вулканических сооружений, выходящих из под воды, относительно прилегающих участков дна изменяется от 1900 м (о-в Грасиоза, Азорские острова) до 7000 м (о-в Фогу, Острова Зеленого Мыса) – 7200 м (о-в Тенериф, Канарские острова). Можно предполагать, что формированию групп гор предшествует поднятие океанической коры, вероятнее всего, связанное с внедрением магматических образований в виде дайково-силловых или интрузивных комплексов – аналогов палеоподнятия островов.

Вблизи Островов Зеленого Мыса сосредоточено (см. рис. 1) большое количество подводных гор (Сеньор, Боавишта, Кабо-Верде, Маю, Жоал и др.), вершины которых расположены на глубинах от 80 до 1500 м [8]. Работы, проведенные на горе Синьор, которая расположена (см. рис. 1) в 50 км к северо-востоку от о-ва Сал, показали [2], что ее подножие лежит на глубине 3500 м, а вершина – на 302 м. По данным НСП, все слои осадочного чехла прорываются породами акустического фундамента. Это привело к выводу о том, что гора представляет собой басмолит. К миоценовым интрузиям [30] были отнесены образования невысокого хребта, вытянутого вдоль 16° с.ш., и ряд диапировых структур, известных в районе бурения скважины DSDP 368. Последняя вскрыла силлы оливиновых диабазов с возрастом 19 млн. лет. Сопоставление разреза скважины с данными НСП позволило интерпретировать многочисленные диапировые структуры и ряд отражающих площадок как внедрения магматических расплавов (штоки, силлы), которые и сформировали куполовидное поднятие – плато Зеленого Мыса. Проявления магматизма известны и в районе скважины 138 [19], в которой были пробурены два силла или потока базальтов щелочного типа мощностью в 0.5 и 50 м на глубинах 434 и 437 м соответственно.

К северу от Островов Зеленого Мыса располагается регион с широким развитием структур протыкания (“piegment structures”) [19] – изолированных образований, имеющих диаметр от 2 до

4 км в диаметре, высоту до 100 м и углы наклона до 30° . Они прорывают хорошо стратифицированные осадки и образуют холмы. Вблизи этих тел осадочный чехол приподнят и нарушен. На одном из холмов была пробурена скважина DSDP 141, которая на глубине 295 м вскрыла сильно измененные базальты. Сходные диапиры [19] были также обнаружены в районах скважин DSDP 140 и 139.

К северо-востоку от Островов Зеленого мыса, на континентальном склоне Сенегала [9], располагается гора Каяр (см. рис. 1). Она имеет диаметр основания в 15 км и возвышается над дном более чем на 1500 м. Судя по деформациям осадочного чехла, возраст подъема горы доплиоценовый и, скорее всего, миоценовый.

Западнее Островов Зеленого Мыса, в пределах абиссальной котловины, были изучены подводные горы Крылова и Безымянная-640 [1]. Первая из них (см. рис. 1) представляет собой изометричную вулканическую постройку центрального типа, которая слагается потоками щелочных оливиновых базальтов, гиадокластитами, сильно измененными гидротермальными процессами. С горы были подняты осадочные породы средне-позднеолигоценового и маастрихтского возрастов. Гора Безымянная-640 вытянута в субмеридиональном направлении. Она представляет собой экструзию массивных базальтов, перекрытых железомарганцевыми и фосфатными породами, а также известняками верхов нижнего эоцена и верхнего олигоцена.

Со всеми вышеперечисленными районами связаны гравитационные положительные аномалии, которые хорошо выделяются на альтиметрических картах. В связи с этим мы полагаем, что обширный (1275×525 км) регион с положительными гравитационными аномалиями между разломами Кейн и Зеленого Мыса соответствует полю развития миоценового щелочного магматизма с общей площадью около 670000 км² (для сравнения: территория Франции – 551000 км²).

Магматическая активность в кайнозойское время протекала и юго-восточнее Островов Зеленого Мыса. Так, на склоне Гвинейской континентальной окраины установлено несколько вулканических аппаратов разного размера [10, 11]. Наиболее крупный из них гора Надир, имеет высоту 2400 м и диаметр 16 км (см. рис. 1). Поверхность горы (глубина 840 м) эродирована. Шесть мелких конусов, высотой до 250 м и диаметром в первые километры, располагаются в средней части склона на глубинах около 2500 м. Вулкан слагается крупнопорфировыми базальтами и трахитами. Базальты близки к аналогичным породам базального комплекса о-ва Фуэртевентура и Островов Зеленого Мыса. Радиологический возраст пород – 58.6 ± 0.5 млн. лет (ранний палеоген).

Предполагают, что в постэоценовое время произошло опускание горы минимум на 900 м.

Горы Батиметристов, судя по данным альтиметрии (см. рис. 1), протягиваются от Гвинейского разлома в юго-западном направлении практически до разлома Страхова. Одна из гор, гора Уитни (Краузе) [23], располагается на севере группы и состоит из четырех поднятий с общим центром в районе 8°42' с.ш., 20°07' з.д. Вершины расположены на глубинах 1100, 514 и 892 м. С северо-восточной горы были подняты лампрофиры и брекчии с возрастом 53.3–55.4 млн. лет. Из брекчий были определены фораминиферы раннеэоценового возраста. Породы сходного состава обнаружены в формации Казас Вельяс на о-вах Маю, Аннобон, Фернанду-ди-Норонья, на Бермудском поднятии и на банке Горриндж [23].

В пределах возвышенности Сьерра-Леоне [7] подводные горы слагаются трахиандезитами, туфами трахитов и туфоконгломератами, базальтами и туфами, покрытыми толстыми корками фосфатисто-железо-марганцевых корок, с возрастом от 36 до 43 млн. лет.

В более северных районах, на Канарских островах, также известны структуры, сформировавшиеся в период кайнозойской магматической активности. Обработка [20] данных многоканального профилирования и записей донных сейсмографов северо-восточнее о-ва Лансароте, в пределах зоны спокойного магнитного поля, показала наличие толщ хаотических фаций – UCF (Unit of Chaotic Facies), вероятнее всего, магматического происхождения. Ее распространение совпадает с пологим поднятием северо-восточного простирания, с глубинами порядка 2000 м и абсолютным превышением в 1000 м. На поднятии установлено несколько подводных гор с глубинами на вершинах менее 1000 м. UCF имеет аномально (по сравнению с нижележащими породами) высокую скорость преломленных волн (4.2 и 3.1 км/с соответственно), и ее возникновение связывают с действием Канарской горячей точки.

Острова и подводные горы около побережья Бразилии имеют строение близкое к строению структур западно-африканского региона. Архипелаг Фернанду-ди-Норонья, с общей площадью 184 км², представляет собой группу небольших островов и скал [8, 29]. Анализ альтиметрических данных [27] показывает, что они являются частью цепи подводных гор (не менее 10), которые протягиваются вдоль 3°50' ю.ш. до континентального подножья Южной Америки. На острове Фернанду-ди-Норонья [8, 28] выделены три основных комплекса (см. рис. 2). Наиболее древний, с возрастом 219–8 млн. лет, состоит из пирокластических пород, прорванных телами высокощелочных базальтов, эссекситов, куполами трахитов, фонолитов и дайками лампрофиров. Туфы

содержат ксенолиты нефелиновых сиенитов, роговообманковых габбро и пироксенитов. Лавы в комплексе отсутствуют. После эрозионного перерыва изливались потоки нефелиновых базальтов, которые переслаиваются с туфами и брекчиями и прорваны множеством даек сходного состава. Возраст комплекса – 1.7–6.64 млн. лет. Эффузивная деятельность завершилась излиянием потока базальтов на севере острова.

Подводные горы Баия [13] располагаются (см. рис. 1) в восточной части Бразильской котловины и включают 45 пиков, образующих три субпараллельные цепи. Они разделены глубоководными впадинами, заполненными осадками. Северо-восточная цепь имеет общее основание с глубиной 3600 м, над которым возвышаются удлинённые в северо-восточном направлении поднятия с пологими склонами и выровненными плоскими вершинами: горы Штокса – 1480 м, Грелля – 1860 м и ряд безымянных с глубинами 2160 м и более. В группе есть также горы, которые имеют коническую форму. С одной из них были подняты изменённые базальты с возрастом 62 ± 4 млн. лет. Третья разновидность гор представляет собой удлиненные поднятия, увенчанные несколькими вершинами. Четвертым типом гор являются удлиненные поднятия с одной выровненной вершиной. С одной из них были получены базальты сенноманского возраста. Юго-западная ветвь группы гор (хребет Ферраш) имеет простирание 310°, пересекает западную часть разлома Боде-Верде и представляет собой цепь конических гор протяженностью более 320 км.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ И ПОДВОДНЫХ ГОР

Ранее автором [4] высказывалось предположение, что вдоль побережья Западной Африки расположена Зеленомыско-Иберийская область тектоно-магматической активизации. В самом общем виде здесь устанавливались позднеэоцен-среднемиоценовая, ранне-среднемиоценовая, раннемиоцен-раннеплиоценовая и миоцен-четвертичная фазы магматизма. Для уточнения картины времени формирования магматических событий был предпринят целенаправленный поиск опубликованных данных о возрасте пород в тропической части Атлантического океана и его обрамлении. Работа показала, что определение фаз магматизма проводилось для отдельных островов или архипелагов, вместе с тем обобщающего результата для приэкваториальной Атлантики автору найти не удалось. Всего было обнаружено более 700 определений абсолютного возраста различных пород. Эта информация была введена как составная часть геологической базы данных, организованной в Accsses 2.0. Вслед за многими исследователями, например, [12], автор допускает,

что получаемые результаты могут отражать общие закономерности времени формирования магматических серий. Вместе с тем, очевидно, что отсутствие молодых возрастных датировок на Островах Зеленого Мыса (см. рис. 4Д) связано не с отсутствием эффузивной деятельности, а с недостаточностью опробования этих пород. Для обработки использовалась статистическая программа Statistica, версия 4.3.

Статистическая обработка всех собранных данных как по восточной, так и по западным частям тропической части Атлантического океана свидетельствует (рис. 3) о постепенном нарастании магматической активности, начиная с альбского времени. Этот процесс распадается на два главных этапа: 25–100 млн. лет (поздний олигоцен–альб) и 0–25 млн. лет (четвертичный период–рубеж олигоцена и миоцена).

В течение первого этапа магматизм проявлялся дискретно с перерывами по 5–7 млн. лет. Незначительное усиление намечается на рубежах сантона и кампана (80–82 млн. лет), мела и палеогена (63 млн. лет), а также в позднем олигоцене. Второй этап начался на рубеже позднего олигоцена и раннего миоцена (23 млн. лет) и, в отличие от первого, характеризуется существенным усилением магматических событий, с максимальным всплеском в плиоцен-четвертичное время. На фоне общего усиления активности можно наметить три относительных спада: в конце раннего миоцена (около 16 млн. лет), в конце позднего миоцена (около 8.5 млн. лет) и на рубеже плиоцена и раннего плейстоцена (около 2 млн. лет). Магматические явления в неогене имеют основной максимум на рубеже раннего и среднего миоцена, в миоцене (около 14 млн. лет) и существенно менее выраженный в позднем миоцене (около 9 млн. лет). Усиление магматической активности наблюдается также в миоцен-плиоценовое время (около 5.5–3 млн. лет) и в четвертичном периоде (около 0.5–0.6 млн. лет).

Геологические данные подтверждают эти выводы. В Сенегальской впадине главный тектонический эпизод приходится на лютет (средний эоцен). Установлено [22], что активная седиментация, обусловленная погружением фундамента, началась здесь с мелового времени. Отмечаются две трансгрессии (палеоцен-эоценовая и средне-позднемиоценовая). Важнейшими несогласиями считаются ранее-среднесенеманское и олигоценное, которые известны повсеместно и характеризуются сильнейшими эрозионными процессами [9]. Кроме того, в пределах Сенегальской впадины имеется несколько районов, в которых установлены проявления магматизма в мелу и кайнозое. В частности, сиенитовая интрузия позднемаастрихтского возраста была вскрыта буровой скважиной на глубине 463 м северо-восточнее Дакара. Напомним, что в верхах альб-сенеманской толщи на о-ве Маю обнаружены обломки щелочных интрузивных пород.

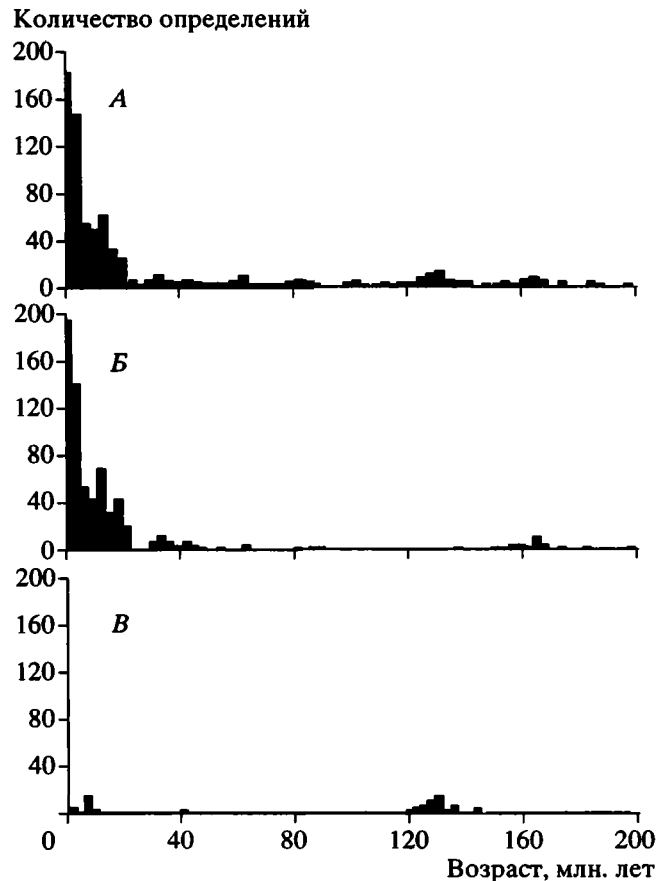


Рис. 3. Распределение данных по абсолютному возрасту магматических пород в тропической Атлантике: А – в целом, Б – около Западной Африки, В – около Южной Америки.

Сравнение этапов магматической активности на западе Атлантического океана и вдоль Западной Африки показало, что на раннем, мел-олигоценном, этапе эти процессы протекали существенно интенсивнее в районе подводных гор Новая Англия и на банке Горриндж. Близкие определения возраста были получены для подводных гор Баия и Батиметристов.

Анализ данных о времени формирования дайковых комплексов от о-ва Мадейра до Камерунской линии (рис. 4Б) показывает, что их внедрение началось с эоцена и продолжалось до четвертичного времени и происходило в четыре этапа. Эоцен-олигоценный этап отличается слабым проявлением дайкового магматизма, который разделялся периодами отсутствия активности, продолжительностью до 8–9 млн. лет. Он завершился примерно в середине олигоцена (около 30 млн. лет) и отделялся от следующего этапа перерывом около 7 млн. лет. Ранне-среднемиоценовый этап достиг апогея около 20.4 млн. лет. За ним последовал перерыв продолжительностью около 2 млн. лет. Следующий, средне-позднемиоценовый, этап

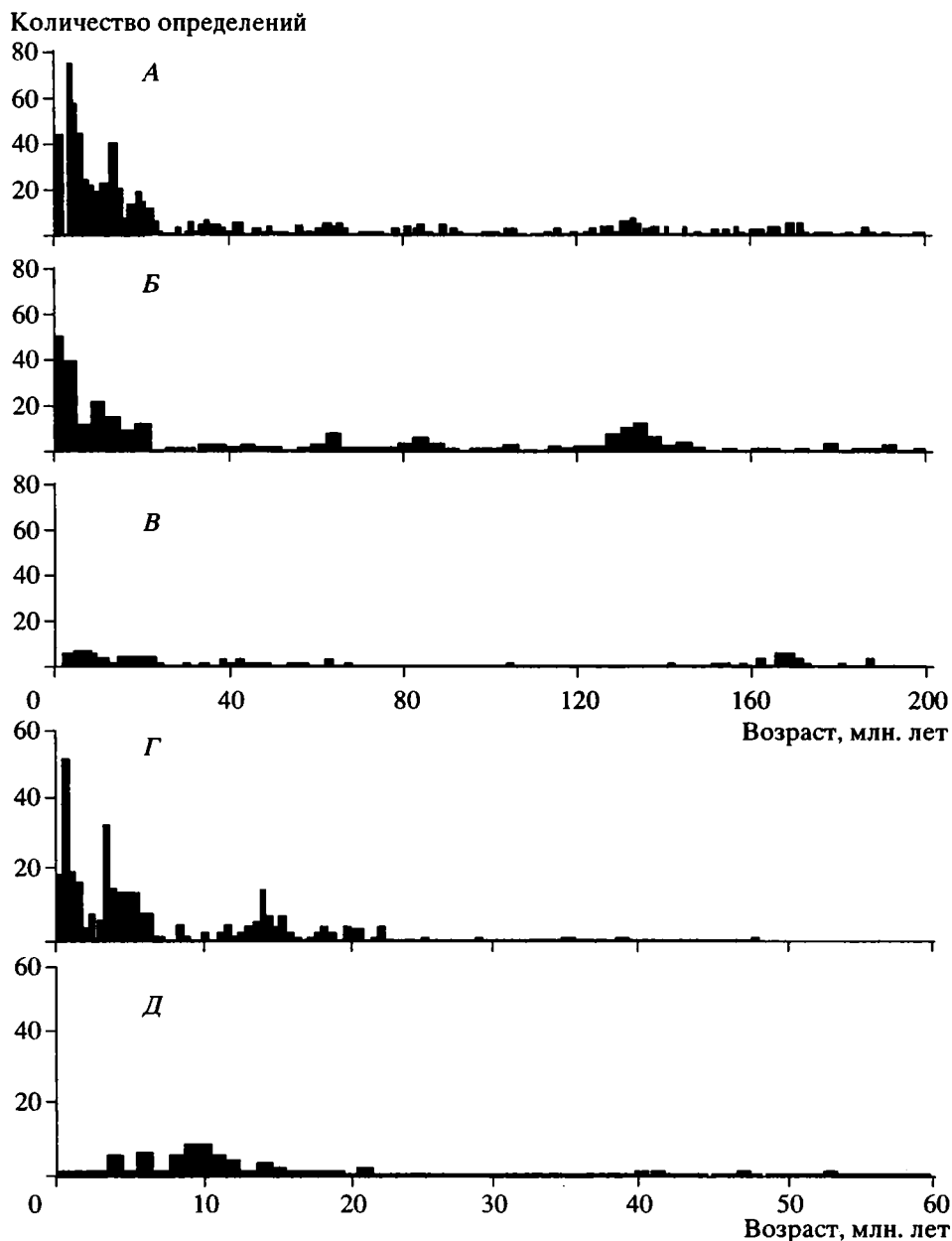


Рис. 4. Распределение данных абсолютного возраста пород эффузивных, субинтрузивных и интрузивных серий, распространенных около Западной Африки, на Канарских островах и Островах Зеленого Мыса в целом. А – лавы; Б – дайки; В – интрузии, Г – Канарские острова; Д – Острова Зеленого Мыса.

характеризовался нарастанием формирования даек с пиком около 10 млн. лет, после которого наступил спад и перерыв, продолжительностью около 3 млн. лет. Последний, плиоцен-четвертичный, этап отличался наибольшей активностью за всю историю. Он начался около 5 млн. лет назад с краткого, но исключительно интенсивного внедрения дайковых серий, после которого наступил резкий спад и практическое завершение формирования даек. Особенности этого этапа подтверждаются и нашими наблюдениями на Остро-

вах Зеленого Мыса, на которых немногочисленные дайки встречаются только в современных и новейших вулканических аппаратах (например, вулкан Фогу).

Иная картина, по данным абсолютной геохронологии, вырисовывается для этапов формирования лавовых (рис. 4А) комплексов вдоль Западной Африки от о-ва Мадейра до Камерунской линии. Здесь выделяются альб-олигоценовый и олигоцен-четвертичный этапы. Общая картина более древнего

этапа эффузивной активности сходна с вышеописанной для даек. Более молодой этап начался около 24 млн. лет назад, на рубеже олигоцена и миоцена, и отличался непрерывными проявлениями вулканизма вплоть до исторического времени. На общем фоне можно выделить этапы его существенного усиления в раннем и среднем миоцене (около 17.5 и 14.2 млн. лет соответственно). После спада активности в позднем миоцене (8–9 млн. лет назад) с плиоцена начался период неравномерного нарастания вулканических явлений с максимумами активности в раннем плиоцене (около 3.27 млн. лет) и в плейстоцен-раннечетвертичное время (около 1.3 млн. лет). Формирование лавовых серий продолжается и в исторический этап.

Меньше информации имеется для определения этапности формирования интрузивных серий. По данным абсолютной геохронологии основная их часть внедрялась в раннем миоцене между 21 и 18 млн. лет. После этого процесс продолжался дискретно вплоть до плиоцена с максимумами в конце позднего миоцена (около 7.7 млн. лет) и в раннем плиоцене (около 5.4 млн. лет). Единственное маастрихтское определение возраста (70 млн. лет) было получено для банки Горриндж, расположенной севернее тропической части Атлантического океана. Вместе с тем, геологические данные показывают, что внедрение сиенитов происходило на острове Маю и севернее г. Дакар еще в позднемиоценовое время [9, 26].

К ВОПРОСУ О “ГОРЯЧИХ ТОЧКАХ” АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Канарские острова и Острова Зеленого Мыса не представляют собой цепи вулканических аппаратов на единых хребтах [18, 27]. Первый архипелаг расщепляется на две ветви в районе 17° з.д., второй образует цепи Подветренных и Наветренных островов. Кроме этого, в отдельные этапы кайнозой магматическая активность проявлялась во многих местах и вокруг них.

Канарский архипелаг является наиболее изученным объектом для проверки гипотезы “горячей точки” в рассматриваемой части Атлантического океана. Он вытянут примерно на 500 км по широте (Лансароте – 13°40' з.д., Ла Пальма 17°50' з.д.). Для разных типов пород со всех островов было получено большое количество определений (автору известны 340) абсолютного возраста. Для сравнения: для Островов Зеленого Мыса – порядка 60, для Камерунской линии – около 70. На основании этих данных можно проследить, существует ли закономерное изменение возраста в зависимости от расстояния до оси спрединга. В связи с тем что координаты отбора большинства образцов были неопределенными, мы привели их к координате центральной точки каждого острова. С учетом небольшого размера островов по отношению к

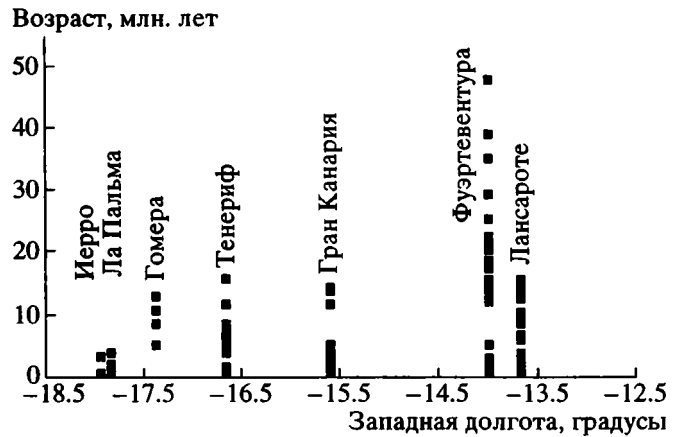


Рис. 5. Распределение данных по абсолютному возрасту пород вдоль Канарских островов.

размерам плиты это упрощение не может внести принципиальных ошибок в расчеты. Зависимость распределения возраста относительно долготы показана на рис. 5. Хорошо видно, что активная магматическая деятельность началась практически одновременно на всех островах с рубежа около 16 млн. лет (конец раннего–средний миоцен). Более древние, среднеэоценовые, образования известны только на острове Фуэртевентура. Наиболее молодые, верхнемиоцен-плиоцен-четвертичные, комплексы развиты на всех островах, и их образование происходило с перерывами. Они формировались без определенных закономерностей. Можно отметить, что районы островов Иерро и Ла Пальма “подключились” к вулканической деятельности примерно с позднего миоцена. Исторические извержения известны на крайних точках Канарского архипелага (о-в Лансароте – 1824 и 1730–1736 гг., о-в Ла Пальма – 1949 г.). По данным абсолютной геохронологии и с учетом геологических наблюдений [6], сходная картина просматривается и для района Островов Зеленого Мыса – запад Сенегальской впадины.

Таким образом, образование Канарского архипелага и Островов Зеленого Мыса не может быть сведено к простому “прожиганию” плиты и требует поиска моделей, более приближенных к фактическим данным. На Камерунской линии вдоль ее простирания прогрессивное изменение возраста также отсутствует, т.е. она не представляет собой след горячей точки [14].

Ранее нами было отмечено [4], что в кайнозое имела асимметрия в распределении магматизма в центральной части Атлантического океана. На западе, как известно, располагается цепь подводных гор Новой Англии [15], основная часть которых формировалась от апта до сантона и только две – в маастрихте и в позднем эоцене. Магматические процессы были широко развиты вдоль

атлантического побережья США и Канады в юрско-меловое время и практически прекратились в кайнозой [21]. Более молодые вулканические процессы здесь не известны. Около Западной Африки, южнее экватора, вулканизм привел к образованию в сантоне–кампане ряда вулканических гор, которые ныне входят в Камерунскую линию [25]. Несколько аналогичных объектов сформировались в кампане и дании около Южной Америки (группа гор Баия) [13]. Кайнозойский вулканизм сосредоточился в дальнейшем около Западной Африки и северо-восточной Бразилии (архипелаг Фернанду-ди-Норонья, район г. Форталеза и во впадине Потигуар).

Таким образом, модель формирования областей кайнозойского магматизма около Северо-Западной Африки должна объяснять появление протяженной области с одновременным (или почти одновременным) магматизмом, размеры которой могут изменяться на фоне общего растяжения Атлантики. Можно предположить, что поиски новой модели должны быть связаны с образованием мобильных разогретых линз в разных частях верхней мантии Атлантического океана, которые периодически подавали расплавы в промежуточные очаги и к поверхности, перемещаясь вместе с литосферой.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ О СТРОЕНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ ТРОПИЧЕСКОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

1. Основными составными частями островов тропической Атлантики являются комплексы палеоподнятий (цоколь) и вулканический, заложившиеся на основании островов. Докайнозойский фундамент перед началом магматизма был деформирован.

2. В течение миоцен-четвертичного времени вдоль Западной Африки устанавливаются несколько основных циклов формирования магматических ассоциаций. Образование комплексов началось с внедрения интрузивных и дайковых серий, иногда нескольких генераций, которые сменялись излияниями лав. Первым был раннемиоценовый цикл, вторым – плиоценовый и последним – четвертичный. В позднем миоцене намечается период относительного спокойствия, во время которого преобладали процессы внедрения дайковых комплексов. Сопоставление этапности формирования дайковых, лавовых и интрузивных серий вдоль Западной Африки показывает, что максимумы активности тех или иных образований, как правило, не совпадают. Исключение представляет среднемиоценовый этап (14–14.5 млн. лет), в течение которого происходили как активные эффузивные процессы, так и внедрение дайковых комплексов.

3. Устанавливается асимметрия в проявлении магматических событий на востоке и на западе Атлантики в кайнозойское время. Магматизм раннекайнозойского времени привел к формированию подводных гор, расположенных сейчас в непосредственной близости от континентальных блоков. В более позднее время основные магматические события были сосредоточены только в восточной части тропической Атлантики.

4. Проверка идеи следа горячей токи для Канарского архипелага показывает, что прогрессивное изменение возраста вдоль него отсутствует, что приводит к необходимости поиска иных моделей.

В заключение автор благодарит академиков Пушаровского Ю.М. и Книппера А.Л., а также доктора геол.-мин. наук Золотарева Б.П. за обсуждение рукописи и полезные замечания. Консультации при построении компьютерной графики и помощь при подготовке рисунков оказали канд. физ.-мат. наук. С.Ю. Соколов и А.А. Рихтер, которым автор также приносит благодарность.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 9705-65359).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики. М.: Наука, 1989. 247 с.
2. Дибнер В.Д., Геращенко Н.Н., Шувалова В.З. Геолого-геофизическая характеристика и морфоструктура подводных гор Канарской котловины // Структура земной коры Мирового океана. М.: Наука, 1984. С. 91–101.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
4. Мазарович А.О. Тектоническое положение островов Зеленого Мыса в структуре Восточной Атлантики // Геотектоника. 1988. № 3. С. 25–33.
5. Руденко М.В. Распределение и строение гор Атлантического океана // Изучение открытой части Атлантического океана. Л.: Географ. об-во, 1977. С. 98–103.
6. Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса. М.: Наука, 1990. 246 с. (Тр. ГИН; Вып. 451).
7. Харин Г.С. Магматизм и формирование литосферы Атлантического океана. М.: Наука, 1993. 256 с.
8. Baker P.E. Islands of the South Atlantic. The Ocean Basins and Margins. Vol. 1. The South Atlantic. NY: Elsevier, 1973. 555 p.
9. Bellion Y., Crevola G. Cretaceous and Cinozoic magmatism of the Senegal Basin (West Africa): a Review // Magmatism in extensional structural settings. Springer Verlag, 1991. P. 189–208,

10. *Benkhelil J., Mascle J., Ticart P.* The Guinea continental Margin: an example of a structurally complex transform margin // *Tectonophysics*. 1995. Vol. 248. № 1/2. P. 117–137.
11. *Bertrand H., Feraud G., Mascle J.* Alkaline Volcano of Paleocene age on the Southern Guinean Margin: Mapping, petrology, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating, and implications for the evolution of the Eastern Equatorial Atlantic // *Mar. geology*. 1993. Vol. 114. № 3/4. P. 251–262.
12. *Cahen L., Snelling N.J., Delhal J., Vail J.R.* The Geochronology and Evolution of Africa. Oxford: Clarendon Press, 1984. 512 p.
13. *Cherkis N.Z., Chayes D.A., Costa L.C.* The Bathymetry and distribution of the Bahia Seamounts, Brazil Basin // *Mar. geology*. 1992. Vol. 103. № 1/3. P. 335–347.
14. *Djomani Y.H.P., Diament M., Wilson M.* Lithospheric structure across the Adamana plateau (Cameroon) from gravity studies // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 273. № 3–4. P. 317–327.
15. *Duncan R.A.* Age progressive volcanism in the New England seamounts and the opening of the Central Atlantic Ocean // *Jour. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. № B12. 9980–9990 p.
16. *Dunlop H.M., Fitton J.G.* A K-Ar and Sr-Isotopic Study of the Volcanic Rocks of the Island of Principe, West Africa – Evidence for Mantle Heterogeneity Beneath the Gulf of Guinea // *Contrib. Miner. Petrol.* 1989. Vol. 101. № 1. P. 12–18.
17. *Epp D., Smoot N.C.* Distribution of seamounts in the North Atlantic // *Nature*. 1989. Vol. 337. № 6204. P. 254–257.
18. *General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)*. 1 : 10 000 000. Ottawa: Canad. Hydrogr. Serv., 1982.
19. *Hayes D.E., Pimm A.C. et al.* Sites 141 // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project / Hayes D.E., Pimm A.C. et al.* Washington: U.S. Government Printing Office, 1972a. Vol. XIV. P. 217–247.
20. *Holik J.S., Rabinowitz P.D., Austin J.A.* Effect of Canary Hotspot volcanism on structure of oceanic crust of Morocco // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. № B7. P. 12039–12067.
21. *Jansa L.F., Pe-Piper G.* Middle Jurassic to Early Cretaceous Igneous Rocks along Eastern North American Continental Margin // *AAPG Bull.* 1988. Vol. 72. № 3. P. 347–366.
22. *Jansa L.F., Widmann J.* Mesozoic-Cenozoic Development of the Eastern North American and Northwest African continental margins: a comparison // *Geol. Northwest African continental margins*. Springer Verlag, 1982. P. 215–269.
23. *Jones E.J.W., Goddard D.A., Mitchell J.G., Bauner F.T.* Lamprophyric volcanism of Cenozoic age on the Sierra-Leone Rise: Implications for regional Tectonics and Stratigraphic time scale // *Mar. geology*. 1991. Vol. 99. № 1/2. P. 19–28.
24. *Mitchell-Thome R.C.* Geology of the middle Atlantic Islands. Berlin, Stuttgart: Gebruder Borntraeger, 1976. 382 p.
25. *O'Connor J.M., le Roex A.P.* South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 113. № 3. P. 343–364.
26. *Robertson A.H.F., Bernoulli D.* Stratigraphy, facies and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary sedimentary rocks of Fueteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands) // *Geology of the Northwest African Continental margin*. Springer Verlag, 1982. 498–525 p.
27. *Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry // *J. geophys. Res.* 1997. Vol. 102. № B5. P. 10039–10054.
28. *Schulz A., Rathert M.C., Guerreiro S.D.C., Bloch W.* Paleomagnetism and rock magnetism of Fernando de Noronha, Brazil // *Earth. Planet. Sci. letters*. 1986. Vol. 79. № 1/2. P. 208–216.
29. *Weaver B.L.* Geochemistry of highly-undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic Ocean: Fernando de Noronha and Trindade islands // *Contrib. Miner. Petrol.* 1990. Vol. 105. № 5. P. 505–515.
30. *Wissmann G.* Stratigraphy and structural features of the continental margin of basin Senegal and Mauritania // *Geol. Northwest African continental margins*. Springer Verlag, 1982. P. 160–181.

Рецензент: А.Л. Кнунпер

The Structure and History of the Volcanic Islands and Seamounts of the Tropical Atlantic

A. O. Mazarovich

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

Abstract—Off the northwestern Africa and northeastern South America shores, archipelagoes of volcanic islands and groups of seamounts occur. Their structures, histories, and times of origin based on various mapping materials, satellite altimetry, more than 700 absolute age determinations, and field data from the Cape Verde Islands were put to comparative analysis. The main structural units of the tropical Atlantic islands are a socle and volcanic complex developed on deformed basement. The volcanic complex originates with emplacement of plutonic and dike series followed by lava outflows. In the Miocene–Quaternary, several cycles of formation of extrusive and subvolcanic complexes (Miocene, Pliocene, and Quaternary) are established. The Late Miocene is a period of relative quiescence. A comparison of the stages of formation of the dike, lava, and plutonic series off West Africa shows that the peaks of one or other volcano-plutonic event do not as a rule coincide in time. For Cenozoic time, an asymmetry in the manifestation of volcanic events in the West and East Atlantic is shown to exist. Along Canary Islands, no progressive change in the age of volcanism is established, suggesting the absence of a hot-spot trace there; this calls for alternative models for this region.

УДК 551.242.5(61)

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ АЛЖИРСКОЙ ЧАСТИ САХАРСКОЙ ПЛИТЫ© 1998 г. **В. Я. Коженев***Институт геологических наук АН Беларуси, Минск*

Поступила в редакцию 20.11.95 г.

На основании данных бурения, геофизики и опубликованных работ сделаны новые выводы о строении и истории развития Алжирской части Сахарской плиты. Показано, что тектонический режим региона находился под влиянием развития Тетисных палеоокеанов и связанных с ними рифтовых систем: 1 – Угарта-Ахнет-Тениз-Руфт-Западный Таудени (венд) – Прото-Тетис; 2 – Угарта (кембрий-карбон) – Палео-Тетис I, II; 3 – Бешар (карбон) – Палео-Тетис II; 4 – Салифер-Дорбане (триас-палеоген) – Мезо-, Нео-Тетис.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах территории Алжира установлен ряд разновозрастных надпорядковых структур. На юге – это Регибарский и Хогтарский щиты, на севере – субширотные альпийские складчатые сооружения Тельский и Высокий Атласы, разделенные на западе и в центре срединным массивом или непереработанным останцом молодой герцинской платформы – Высокие плато. Между щитами и альпидами расположена северо-западная часть Сахарской плиты с гетерогенным (арзейско-байкальским) фундаментом, перекрытым мощным платформенным чехлом (до 10 км).

Сахарская плита изучена с помощью сейсмо-разведки (ОГТ) и бурения, которые в основном сконцентрированы на востоке территории, в пределах нефте-газоносной области. Кроме этого, вся площадь плиты покрыта грави- и магнитной съемками. Геолого-геофизические работы выполнены алжирской компанией “Санотрак” и многочисленными зарубежными фирмами. В статье также использованы материалы, полученные в результате трехлетней работы советского тематического контракта (1990–1992 гг.).

Имеющиеся данные геологии и геофизики, а также многочисленные обобщающие опубликованные работы по этому крупному осадочному бассейну позволили автору рассмотреть строение и выделить главные этапы развития региона, сопряженные с развитием океана Тетис.

На севере Сахарская плита, как и вся древняя Африканская платформа (кратон) отделена Южно-Атласским разломом (флексурой) от альпийских складчатых сооружений Высокого Атласа [1]. На северо-северо-западе и западе Сахарской плиты расположена складчатая система Анти-Атлас, которая развивалась как интракратонный* миогеосинклинальный прогиб, заложившийся в до-

кембрии (венде?) на древнем нижнепротерозойском фундаменте. Породы последнего в ряде мест обнажены в современном Анти-Атласе [9]. Первично осадочные породы (аркозовые, флишоподные, серо-, зелено- и красноцветные песчаники с толщами вулканитов) мощностью (более 4 км), накопившиеся в прогибе в венде, подверглись в раннем кембрии складкообразованию – пан-африканская (байкальская) орогенная фаза (возраст 550 млн. лет). В последующие эпохи с незначительными перерывами в ашгильскую (таконская орогенная фаза) и в среднем девоне (бретонская? фаза) вплоть до конца раннего намюра продолжалось унаследованное прогибание Анти-Атласа с накоплением песчано-глинистых пород. В конце каменноугольного периода (астурийская фаза) миогеосинклинальный прогиб претерпел инверсию и, наконец, в альпийскую орогенную фазу, в результате горообразования в сопредельном Высоком Атласе вновь испытал поднятие и складкообразование.

На западе Анти-Атлас обрывается в Атлантический океан. С северо-запада к Анти-Атласу примыкают приатлантические герцинские структуры [4], которые являются типичными герцинидами и не входят в состав Северо-Африканской древней платформы. Анти-Атлас заложился на добайкальском фундаменте, но он развивался как типичная миогеосинклиналь, подвергавшаяся многократному орогенезу, поэтому представляется, что это горное сооружение нецелесообразно включать в состав современной Сахарской плиты и ее северо-западную границу следует проводить по появлению первых складок Анти-Атласа. В настоящее время так же проводят северную и северо-восточную границу плиты по подножью передовых складок Высокого Атласа. Можно считать Анти-Атлас зоной раздела древней Африканской платформы и молодой эпипалеозойской плиты и западной части альпийского Высокого Атласа.

* Интракратонный в пределах Протопангеи.

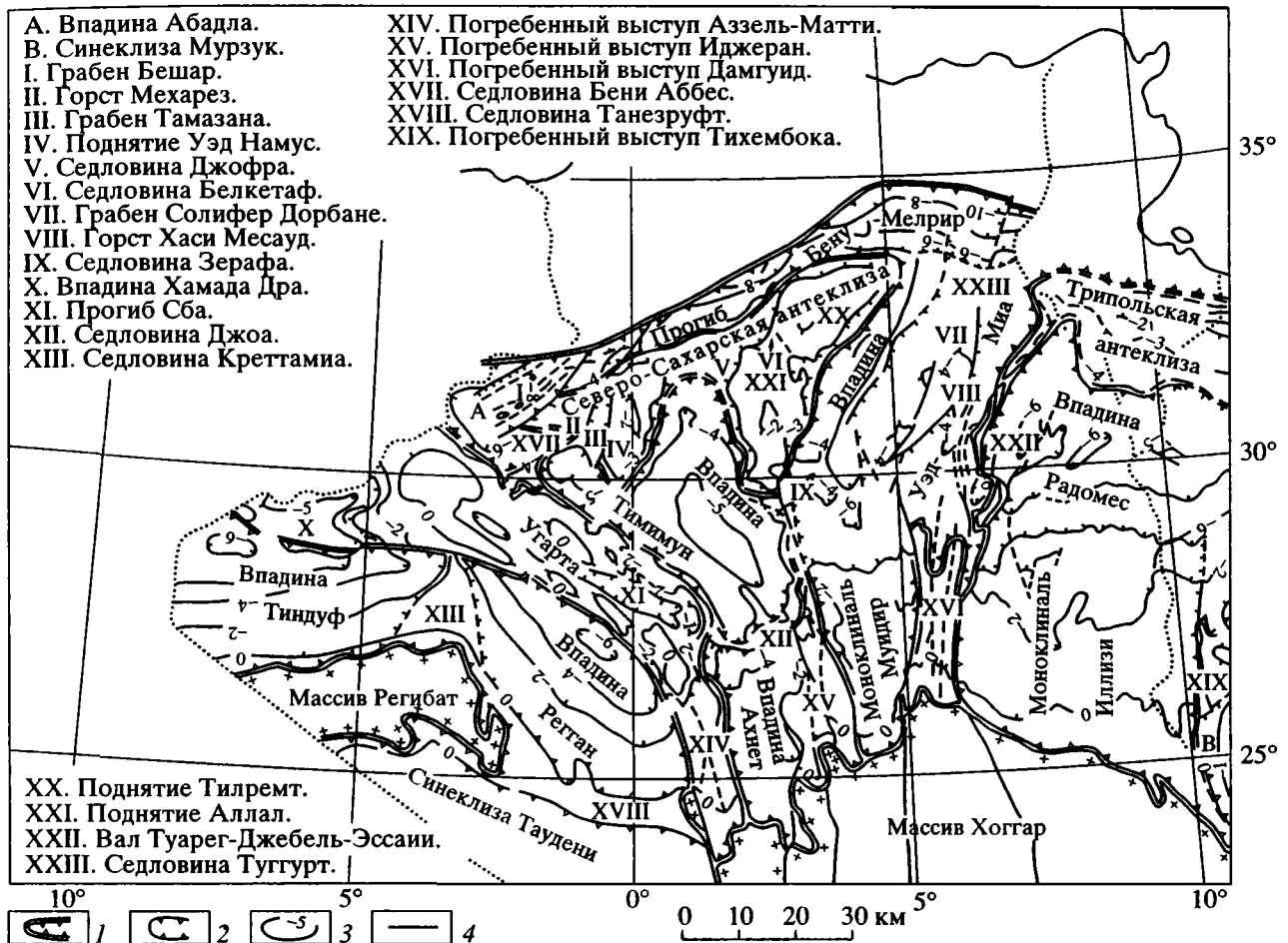


Рис. 1. Схема структурного районирования Алжирской части Сахарской плиты по поверхности допалеозойских пород. 1 – границы структур 1-го порядка; 2 – границы структур 2-го порядка; 3 – изогипсы поверхности допалеозойских пород (по данным И.М. Шахновского, В.Н. Николенко, А.П. Никишина); 4 – разломы.

К югу от Анти-Атласа, как бы его продолжением, является субмеридиональный инверсионный прогиб Дхлу, состоящий из смятых в складки пород палеозоя [8, 17]. Он отделяет плиту и щит Регибат от Мавритонид с мезозойским фундаментом [13]. Здесь, по-видимому, границу древней Сахарской плиты следует проводить по восточным подножьям складок хребта Дхлу.

СТРОЕНИЕ АЛЖИРСКОЙ ЧАСТИ САХАРСКОЙ ПЛИТЫ

Наиболее полно строение нижних структурных этажей палеозойского чехла плитной части Алжира характеризует карта подошвы палеозойских отложений (рис. 1), которая, за исключением области распространения инфракембрийских (вендских?) отложений (см. рис. 4), является и поверхностью фундамента.

На юго-западе региона расположены субширотная впадина Тиндуф и юго-восточного про-

стирания впадина Регган, в пределах которой подошва палеозоя от наиболее глубоких их осевых частей (соответственно -8 и -6 км) постепенно воздымается до 0 к склонам щита Регибат и к седловине Тениз-Руфт, разделяющей впадину Регган и синеклизу Таудени. С севера и северо-востока впадины разломно-флексурными зонами отделены от инверсионных структур депрессии Хамада-Дра и авлакогена Угарта, к которым подошва палеозойских пород резко воздымается до $-5 \dots -1$ км. На западе впадина Тиндуф ограничена складками хребта Дхлу [17]. На востоке впадина Регган разломом или крутой флексурой с амплитудой до 2.5 км отделена от субмеридионального погребенного выступа (седловины) Аззель-Матти, на котором подошва палеозоя погружается от 0 близ щита Хоггер на север до $-1 \dots -2$ км. Впадины разделены субмеридиональной седловиной Креттамаи, в осевой части которой отметки подошвы палеозоя превышают -2 км.

В пределах инверсионного авлакогена Угарта, имеющего северо-западное простирание, подошва палеозойских образований воздымается до нулевых отметок и выше. Авлакоген состоит из ряда вытянутых по простиранию поднятий, ограниченных изогипсами подошвы палеозоя 0 ... -1 км. Они объединяются в валы, наиболее крупные из которых Керзас-Аззен (северо-восточный) и Тутат Блед-Эль-Мас (юго-западный). Они частично разделены такого же простирания прогибом Сба, условную границу которого можно провести по изогипсе -2 км. На северо-западе Угарты выделяется изометричное, ограниченное изогипсой 0, поднятие Оглад-Берфабер. С запада к нему примыкает субширотная инверсионная впадина Хамада-Дра. Глубина залегания подошвы палеозоя в ее осевой части превышает 5 км. Южный борт впадины осложнен серией антиклиналей, образующих вытянутый с запада на восток вал Земули.

Северо-восточнее Угарты и погребенного выступа Аззель-Матти в подошве палеозойских пород выделяются субмеридиональные изометричные впадины Тимимун и Ахнет с минимальными отметками этой поверхности в осевой наиболее погруженной части впадины Тимимун -5 км. От центра этой впадины подошва палеозоя постепенно воздымается к окружающим положительным структурам до -2 ... -3 км. Во впадине Ахнет подошва палеозойских образований погружена от выступов обнаженного фундамента щита Хоггар на север до -4 км к субширотной седловине Джофра, отделяющей Ахнет от впадины Тимимун. В пределах седловины фундамент воздымается до -3 км. В окраинной южной и центральной частях впадины Ахнет выделяются изометричные мульды, в которых глубина залегания рассматриваемой поверхности превышает 4 км. На западе и востоке она частично разломами отделена от субмеридиональных погребенных выступов Аззель-Матти и Иджеран. В пределах последнего подошва палеозоя погружена от щита Хоггар (плюсовые отметки) на север до -2 км. В литературе часто впадины Тиндуф и Регган объединяют в синеклизу Тиндуф-Регган, а впадины Тимимун и Ахнет в синеклизу Тимимун-Ахнет (интракратонные синеклизы).

Впадина Тимимун седловиной Бени-Абес отделена от впадины Абадла, имеющей северо-восточные простирания, а на юго-западе малоамплитудными разломами или крутыми флексурами - от Угарты, на юго-востоке разломом амплитудой более 2 км - от поднятия (горста) Мехарез. На северо-западе ее границы условно могут быть проведены по основаниям северо-восточных окраинных складок Анти-Атласа. В наиболее погруженной осевой части впадины установлен грабен (прогиб) Бешар северо-восточного простирания. Он ограничен с северо-запада, юго-востока и севера разломами, имеет блоковое строение. Глу-

бины залегания подошвы палеозойских образований в грабене достигают -8 ... -9 км.

Северо-северо-западную часть Сахарской плиты занимает Северо-Сахарская антеклизы, состоящая из поднятий Мехарез, Уэд-Намус, Аллал, Тилремт, разделенных прогибом Тамазаиа, седловинами Джофра и Белкетаф. Склоны антеклизы в большинстве случаев постепенно переходят в сопредельные отрицательные структуры, лишь на западе и юго-западе свод (горст) Мехарез разломами отделен от впадины Абадла и седловины Бени-Абес. Условно границы антеклизы могут быть проведены по изогипсам подошвы палеозоя -3 ... -3.5 км. Северные и северо-северо-западные ее склоны довольно круто погружаются в субширотный мезозойский краевой прогиб Бену, где в непосредственной близости у Южно-Атласского разлома отметки подошвы палеозойских отложений достигают -6 ... -8 км.

На юго-востоке склоны Северо-Сахарской антеклизы постепенно опускаются в субмеридиональную впадину (краевую синеклизу) Уэд-Миа, в которой подошва палеозойских пород погружается с юга на север от -3 до -6 км и далее к северу, уже в кайнозойском северо-северо-восточного простирания краевом прогибе Мельрир у Южно-Атласского разлома залегает на глубинах -10 км.

Южным центриклинальным замыканием впадины Уэд-Миа является моноклираль Муйдир, которая с запада и востока частично ограничена разломами от субмеридиональных погребенных выступов Иджеран и Дамгуид. На юге моноклираль замыкается у подножья щита Хоггар, откуда подошва палеозоя постепенно опускается в северном направлении во впадину Уэд-Миа. Между ними граница условно проведена по изогипсе -3 км. В центральной части впадины расположен субмеридиональный грабен Салифер-Дорбане, имеющий разломное ограничение бортов и сложное блоковое строение подошвы палеозоя. Центральная часть грабена осложнена субмеридиональным поднятием (горстом) Хасси Мессауд, имеющим форму неправильного треугольника, с отметками подошвы палеозоя превышающими -4 км.

На востоке впадины Уэд-Миа расположена узкая (1.5 км), вытянутая в северо-северо-восточном направлении инверсионная валообразная зона Хасси-Туарег-Джебел-Эссауи, которая отделяет ее от впадины (интракратонной синеклизы) Радомес. В осевой части впадины глубины залегания подошвы палеозойских образований превышают -6 км. Отсюда эта поверхность воздымается до -2 км в северном направлении, к субширотной Трипольской антеклизе. Условная граница антеклизы, большая часть которой расположена в Ливии, может быть проведена по замкнутой изогипсе -4 км. К югу от осевой части впадины Радомес подошва палеозойских пород постепен-

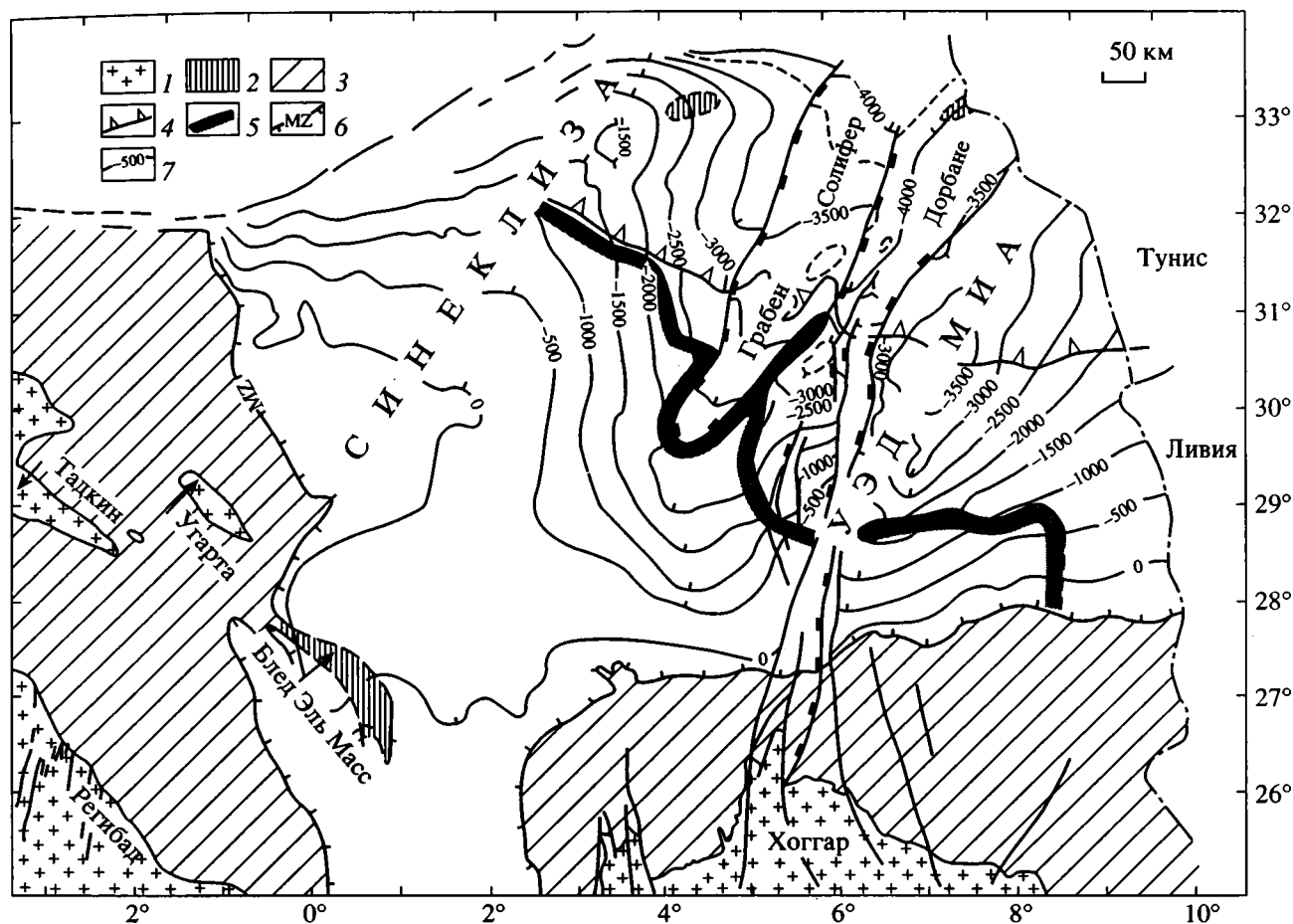


Рис. 2. Структурная карта подошвы мезозойских отложений [16].

1–2 – породы фундамента: 1 – обнаженные, 2 – под чехлом мезозойских отложений; 3 – палеозойские породы; 4 – границы распространения триасовых солей; 5 – границы распространения триасовых отложений; 6 – граница распространения мезозойских отложений; 7 – изогипсы подошвы мезозойских отложений (в метрах).

но воздымается до плюсовых отметок у выходов на поверхность фундамента щита Хоггар, образуя обширную моноклиаль Иллизи. Граница антеклизы с впадиной Радомес условно проведена по изогипсе -3 км. С запада и востока антеклизы частично ограничена разломами от субмеридиональных погребенных выступов Дамгуид и Тихимбока. Погребенный выступ Тихимбока отделяет моноклиаль Иллизи от интракратонной синеклизы Мурзук, полностью расположенной на территории Ливии.

Таким образом, по подошве палеозойских отложений на территории алжирской части Сахарской плиты выделяется ряд крупнейших структур первого порядка: на западе – интракратонные синеклизы Тиндиф-Регган, Тимимун-Ахнет; на востоке – окраинная синеклиза Уэд-Миа с моноклинально Муйдир, интракратонная синеклиза Радомес с моноклиально Иллизи; на севере – окраинная впадина Абадла и краевые прогибы Бену, Мелрир. Эти отрицательные структуры разделены инверсионным авлакогеном Угарта, краевы-

ми антеклизами Северо-Сахарской и Трипольской, а также отходящими от Хоггарского щита погребенными выступами Аззель-Матти, Иджеран, Дамгуид, Тихембока.

Структурные планы различных горизонтов внутри палеозойских отложений в целом совпадают со структурой их подошвы. Наблюдается лишь закономерное уменьшение вверх по разрезу амплитуд отрицательных и положительных структур. Рельеф подошвы мезозойских пород имеет значительные отличия от структуры более древних отложений чехла и фундамента (рис. 2). Она постепенно погружается от границ распространения мезозойских отложений с юга, юго-запада и запада на север и северо-восток от 0 до -4000 м и глубже, образуя обширную краевую синеклизу. Домезозойская поверхность в отличие от подошвы палеозойских образований в значительно меньшей мере осложнена структурами более низких порядков. Наиболее крупной из них является грабен Солифер Дорбане, ограниченный разломами

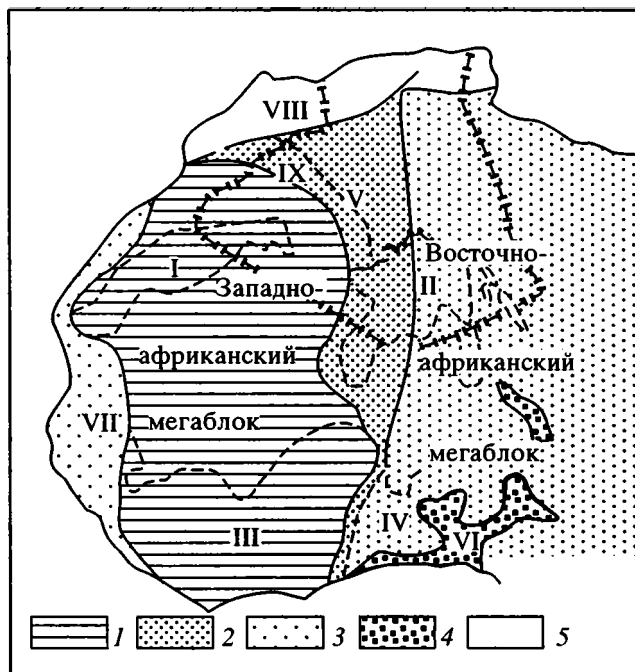


Рис. 3. Схема строения фундамента северо-западной Африки [13].

1-5 – возраст крatonизации фундамента: 1 – 1800 млн лет, 2 – 1000 млн лет, 3 – архей-ранний протерозой, переработанный пан-африканской складчатостью в конце протерозоя–начале кембрия (800–550 млн лет), 4 – мезозойский; 5 – альпийский.

Римскими цифрами по схеме обозначены щиты: I – Регибат, II – Хоггар, III – Эбурниан, IV – Нигерийский; V – Фарузийский подвижный пояс (Хоггаро-Атакоридская окраинно-кратонная система [9]), VI – трог Бенуэ, VII – Мавритониды, VIII – Атласы, IX – авлакоген Угарта-Ахнет.

амплитудой до 500 м и активно развивавшийся в мезозое [16].

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ АЛЖИРСКОЙ ЧАСТИ САХАРСКОЙ ПЛИТЫ

В фундаменте северо-запада Африканской платформы выделяются два мегаблока: стабильный Западно-Африканский (возраст 3.2–1.9 млрд лет), сложенный гранитами и гранито-гнейсами, и относительно более мобильный Восточно-Африканский (3.5–0.55 млрд лет), сложенный гнейсами и гранито-гнейсами и переработанный пан-африканской складчатостью (0.6–0.55 млрд лет, [31]). Они разделены позднепротерозойским (рифейским) Фарузийским подвижным поясом (рис. 3, [7, 10, 15, 19, 27]). Эта субмеридиональная структура заложилась на нижнепротерозойском складчатом основании. На севере она соединялась с субширотными поясами Анти-Атласа и Прото-Тетиса [11], на юге резко сужалась (Атакоридская зона),

открывалась в морской бассейн, располагавшийся в районе современного Гвианского залива [9].

Породы, слагающие Фарузийский пояс, обнажены на востоке Регибатского и на западе Хоггарского щитов [29]. Характерный набор формаций в вертикальном разрезе позволяет сделать вывод, что пояс развивался как типичный палеорифт. На первом этапе (ранняя стадия рифтообразования) в его пределах, в условиях незначительного прогибания отлагались флювиальные пески и конгломераты, строматолитовые известняки, на втором (главная стадия) в условиях значительного прогибания накапливалась мощная (до 3 км) толща флиша (чередование адевролитов, песчаников и кварцитов с прослоями известняков в нижней части разреза), перекрытая известково-щелочными вулканогенными породами. На завершающем этапе рифтогенеза (“инверсионная” стадия) произошли значительные орогенические движения с внедрением гранитоидных батолитов и региональным метаморфизмом [2, 12, 13]. Возраст пород, слагающих Фарузийский пояс, составляет 1070–620 млн лет [18, 23].

Существует точка зрения, что между Западно- и Восточно-Африканским мегаблоками в пределах Фарузийского пояса в рифее развивался узкий океанический бассейн, который совместно с Анти-Атласским и Ньюфаундленским составлял единый океан Прото-Япетус I [6]. Он образовался в результате раздвига, связанного с началом раскола суперконтинента Протопангеи. Предполагается, что время раскрытия океана 790 млн лет закрытия 690 млн лет [30].

Таким образом, в рифее на западе Сахарской плиты активно развивалась палеорифтовая система – Фарузийский подвижный пояс, разделивший Африканский крaton на два мегаблока Западно- и Восточно-Африканский.

Байкальский этап – PR₂-V? характеризуется развитием в зоне сочленения Фарузийского складчатого пояса с Западно-Африканским крatonом системы прогибов северо-западного и субмеридионального простирания, включающая авлакоген Угарта, прогибы Ахнет, Тениз-Руфт, Западный Таудени.

Авлакоген Угарта заложен в позднем протерозое (венде?) в условиях растяжения как ветвь от сопредельной интракратонной миогеосинклинали Анти-Атлас [5], открывавшейся на северо-востоке в палеорифтовую систему Прото-Тетиса (рис. 4).

Мощность пестроцветной, преимущественно аркозовой формации Себкха-Эль-Мелах, выполняющей авлакоген, нарастает к северо-западу, достигая максимальных значений (2.5–3 км) перед Анти-Атласской его частью. Субмеридиональный прогиб Ахнет выполнен синхронной молассоидной красноцветной полевошпатово-кварцевой формацией, максимальные мощности которой в центральной части прогиба достигают 4–4.5 км.

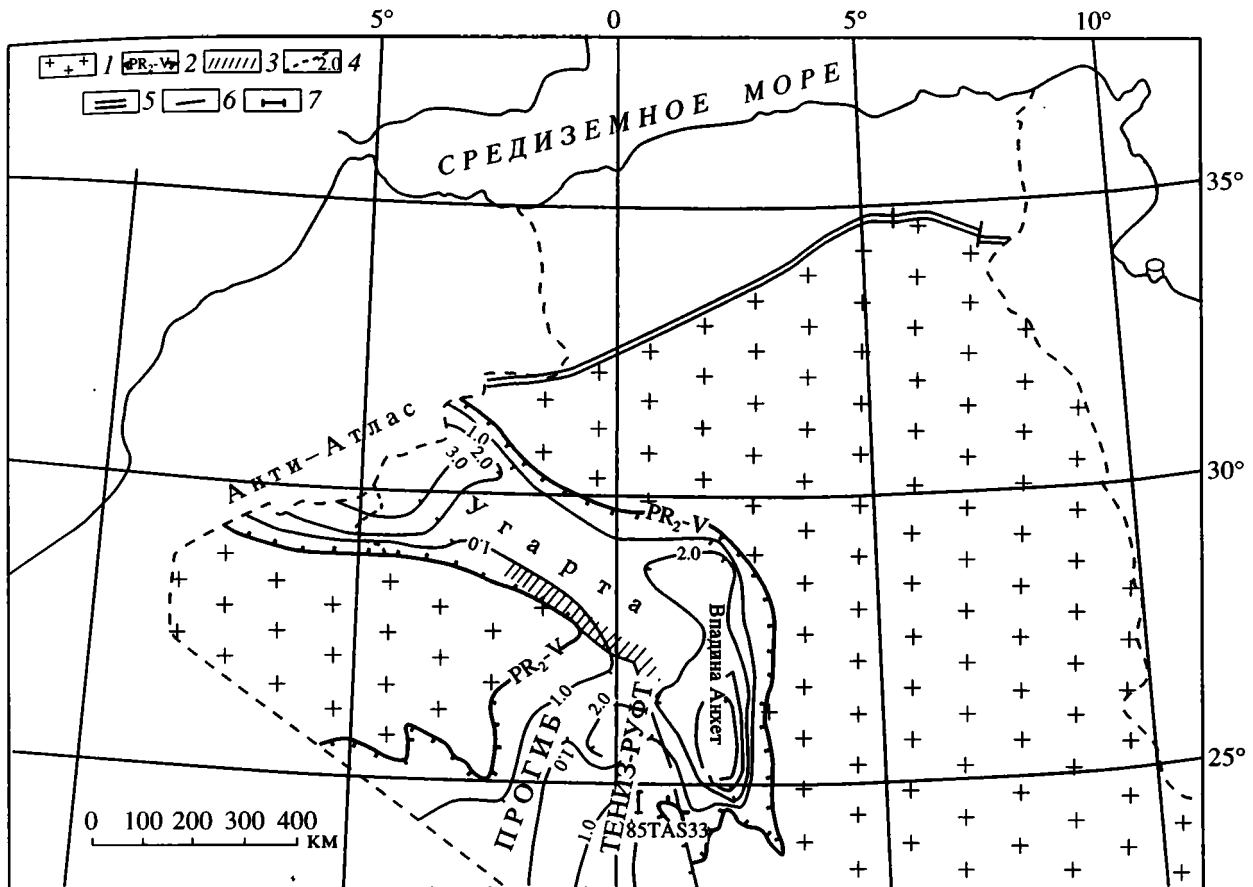


Рис. 4. Схематическая карта мощностей венда.

1 – выходы образований фундамента; 2 – границы распространения отложений венда; 3 – области постседиментационных размывов (поднятие Туат-Блед-Эль-Масс); 4 – изопахиты; 5 – современная северная граница Сахарской плиты; 6 – разломы; 7 – местоположение сейсмопрофиля 85 TAS 33.

Такого типа породы до настоящего времени не вскрыты бурением в прогибе Тениз-Руфт, который соединял прогибы Ахмет и Западный Таудени. Данные сейсморазведки (рис. 5) позволяют предполагать существование под более молодыми морскими терригенно-карбонатными отложениями позднего венда (?), изученными бурением в окраинных частях прогиба Тениз-Руфт, пород-аналогов катаплатформенного чехла. Под палеозойскими отложениями синеклизы Таудени в ее западной части установлен прогиб северо-северо-западного простирания, выполненный 4-х километровой толщиной верхнепротерозойских (вендских) осадочных пород. Этот прогиб, по-видимому, входил в единую систему байкальских рифтов Западной Африки [13].

В конце байкальского этапа в рассматриваемой системе отрицательных структур в относительно мелководных условиях происходило накопление морских терригенно-карбонатных толщ квазиплатформенного чехла. Байкальский этап завершился пан-африканской фазой орогенеза Ан-

ти-Атласа, обусловившей инверсию в авлакогене Угарта, сформировав в его южной прибортовой части валообразное поднятие Туат-Блед-Эль-Масс. Замыкание авлакогена сопровождалось извержением вулканитов липаритовой формации [2].

Таким образом, описанная единая система крупных линейных отрицательных структур, выполнена неметаморфизованным чехлом в отличие от других синхронных палеорифтов Африканской платформы, которые претерпели складчатость и метаморфизм.

На каледонском этапе ($\epsilon = D_1$) к северу от Сахарской плиты началось раскрытие палеоокеана Тетис-I, а на северо-западе возобновилось прогибание в интракратонной миогеосинклинали Анти-Атлас [3, 9]. В погружение были вовлечены обширные пространства северо-запада Сахарской плиты. Северо-восточная часть региона являлась пассивной окраиной Тетиса-I, на западе развивалась надрифтовая, окраинная Западно-Сахарская синеклиза (рис. 6) – структурный залив

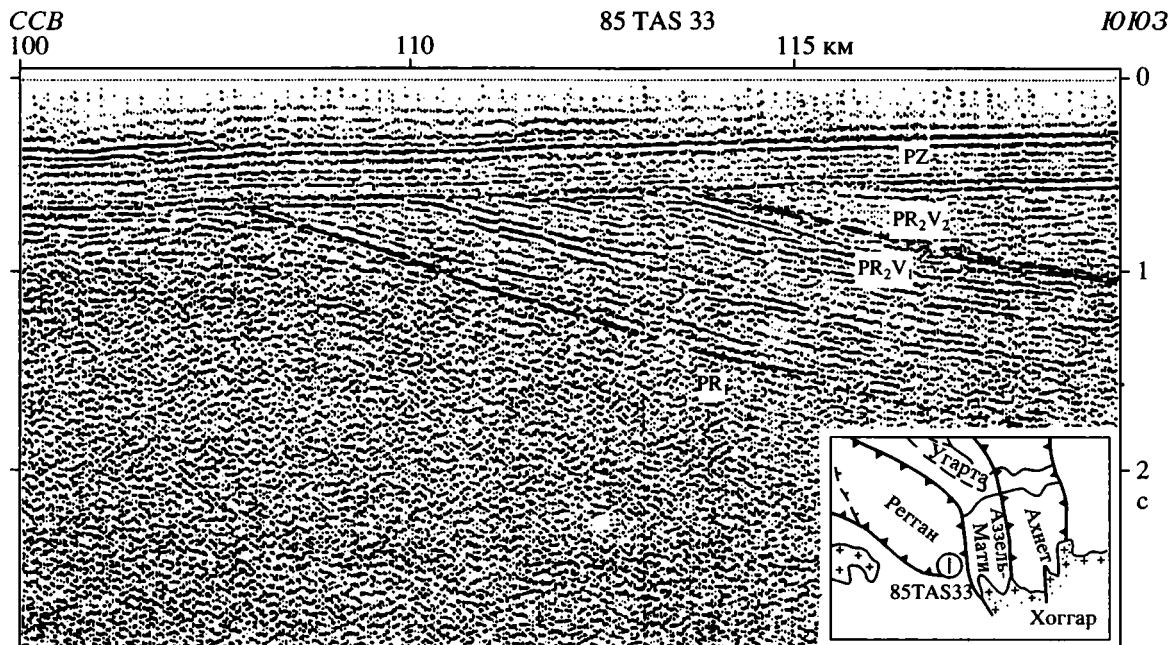


Рис. 5. Сейсмпрофиль 85 TAS 33. Положение профиля показано на рис. 4.

На фундаменте (PR_1) залегает 2.5 км толщина пород (падение юго-восточное), выполняющая ранневендский прогиб Тениз-Руфт PR_2-V_1 (катаплатформенный чехол), перекрытая верхневендскими (?), терригенно-карбонатными морскими отложениями – PR_2-V_2 (квазиплатформенный чехол). Над ними с угловым и азимутальным несогласиями (северо-западное простирание) залегают палеозойские отложения – PZ (ортоплатформенный чехол) юго-восточного борта впадины Реган.

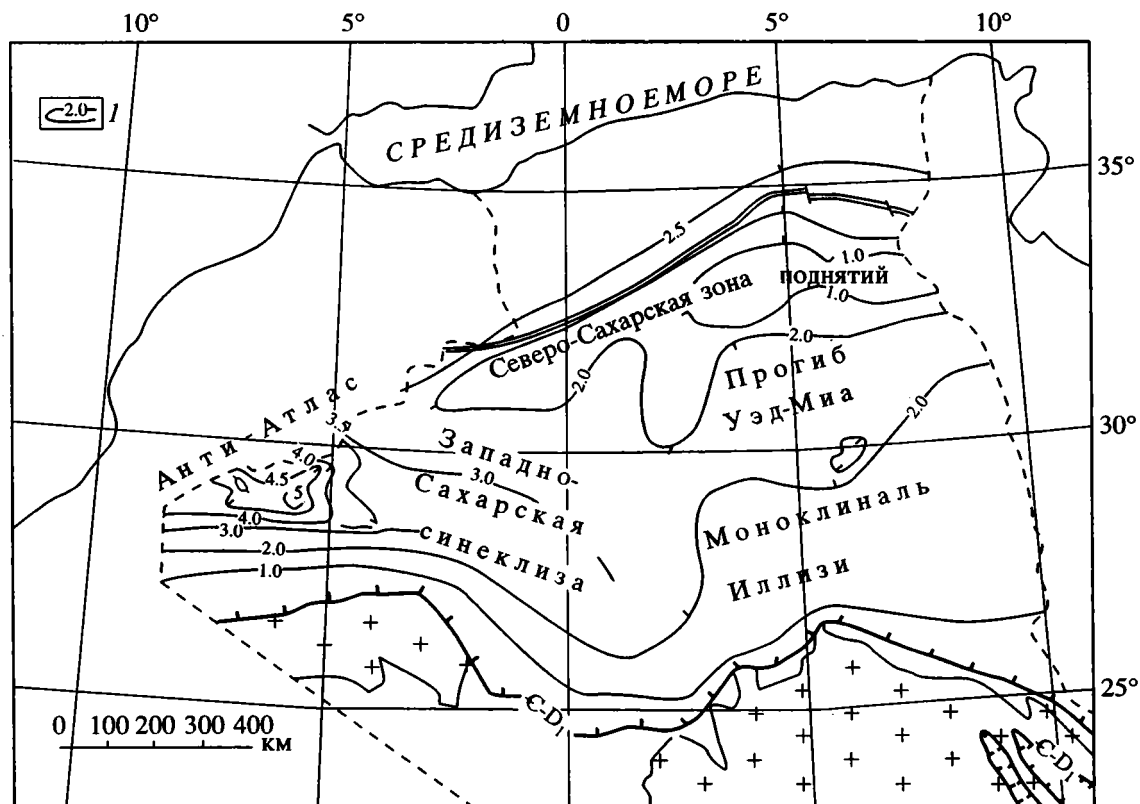


Рис. 6. Схематическая карта реконструированных мощностей каледонского структурного комплекса.

1 – реконструированные изогипсы мощности каледонского структурного комплекса. Остальные условные обозначения показаны на рис. 4.

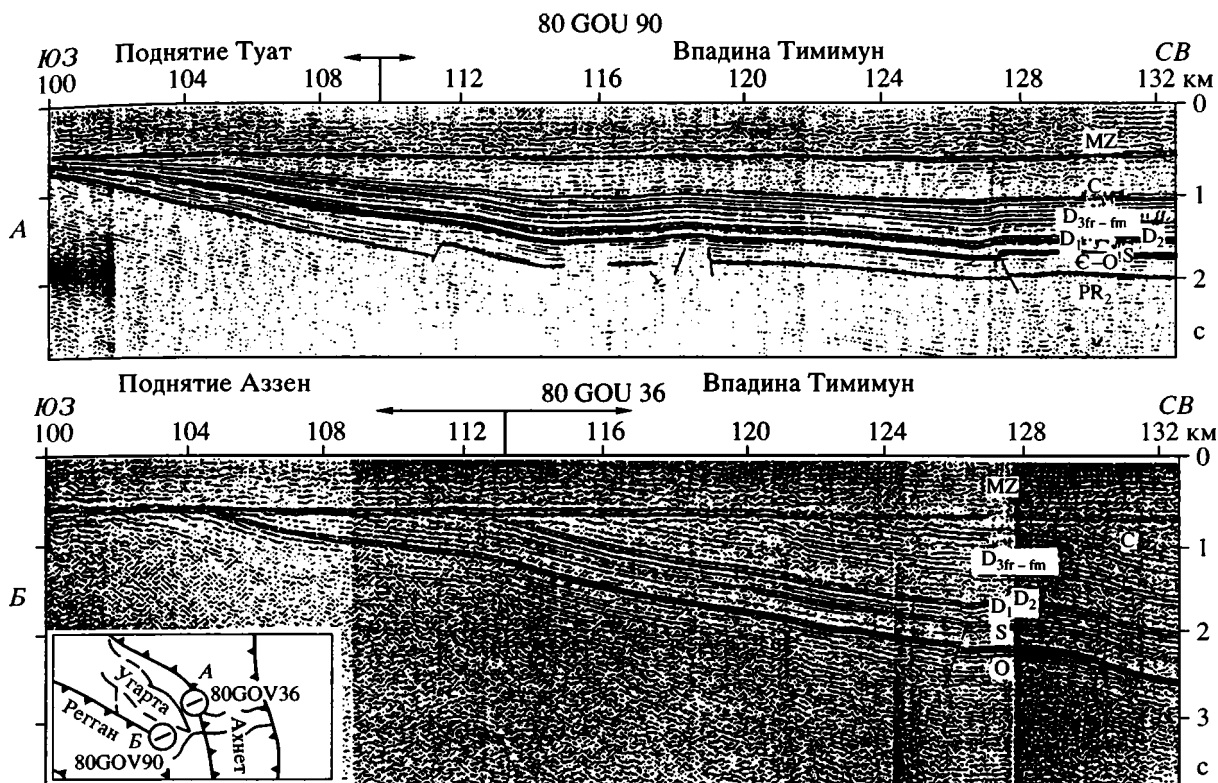


Рис. 7. Консидемнтационное выклинивание палеозойских отложений (А) и постседиментационное срезание палеозойских отложений мезозойскими (Б).

миогеоосинклинального прогиба Анти-Атлас, на востоке – субширотный прогиб Уэд-Миа.

На востоке синеклизы на протяжении рассматриваемого этапа продолжало существовать подводное валообразное поднятие северо-западного простирания Туат-Блед-Эль-Масс, намечившее разделение будущих впадин Тимимун и Регган. Консидемнтационное выклинивание палеозойских отложений с северо-востока на юго-запад от впадины Тимимун к поднятию Туат установлено сейсморазведкой и бурением (рис. 7А), в то время как поднятие Аззен, на каледонском этапе не существовало, на что указывает постседиментационное срезание палеозойских пород мезозойскими (рис. 7Б).

Максимальное прогибание на каледонском этапе (рис. 8), испытывал запад территории авлакогена Угарта (более 5 км) и части впадин Тиндиф (4–5 км), Регган (2.5 км), Тимимун (2.0 км). Это позволяет сделать вывод, что территория авлакогена Угарта являлась осевой частью Западно-Сахарской синеклизы, которую в совокупности с прогибом Уэд-Миа от южного склона палеоокеана Тетис-I отделяла субширотная Северо-Сахарская зона поднятий. Она представляла собой подводный “водораздел”, отделявший эпиконтинентальные бассейны Западно-Сахарской синеклизы и

прогиба Уэд-Миа от палеоокеана Тетис-I. С юга синеклиза и прогиб были ограничены северными склонами щитов Регбат и Хоггар.

В восточной части региона (Триасовая провинция) мощность каледонского комплекса увеличивается от Хоггарского массива на север, достигая максимальных значений 2–3 км в центральных частях современной впадины Радомес (рис. 8). Увеличение мощностей палеозойских отложений к северу от Северо-Сахарской зоны поднятий установлено единичными профилями МОГТ.

В течение каледонского этапа отлагались преимущественно темноцветные песчано-глинистые породы. Начиная с кембрийского периода, шло постепенное углубление бассейна с максимумом прогибания в силурийском периоде. С конца силурийского периода и в раннедевонском веке происходила постепенная регрессия морского бассейна. Отлагались прибрежно-морские песчаники кембрия, песчано-глинистые породы ордовика (мелководный шельф), силурийские глины (глубоководный морской бассейн) и песчано-глинистые образования нижнего девона (мелководный шельф). Завершился каледонский этап кратковременным предсреднедевонским перерывом [14, 22, 24–26].

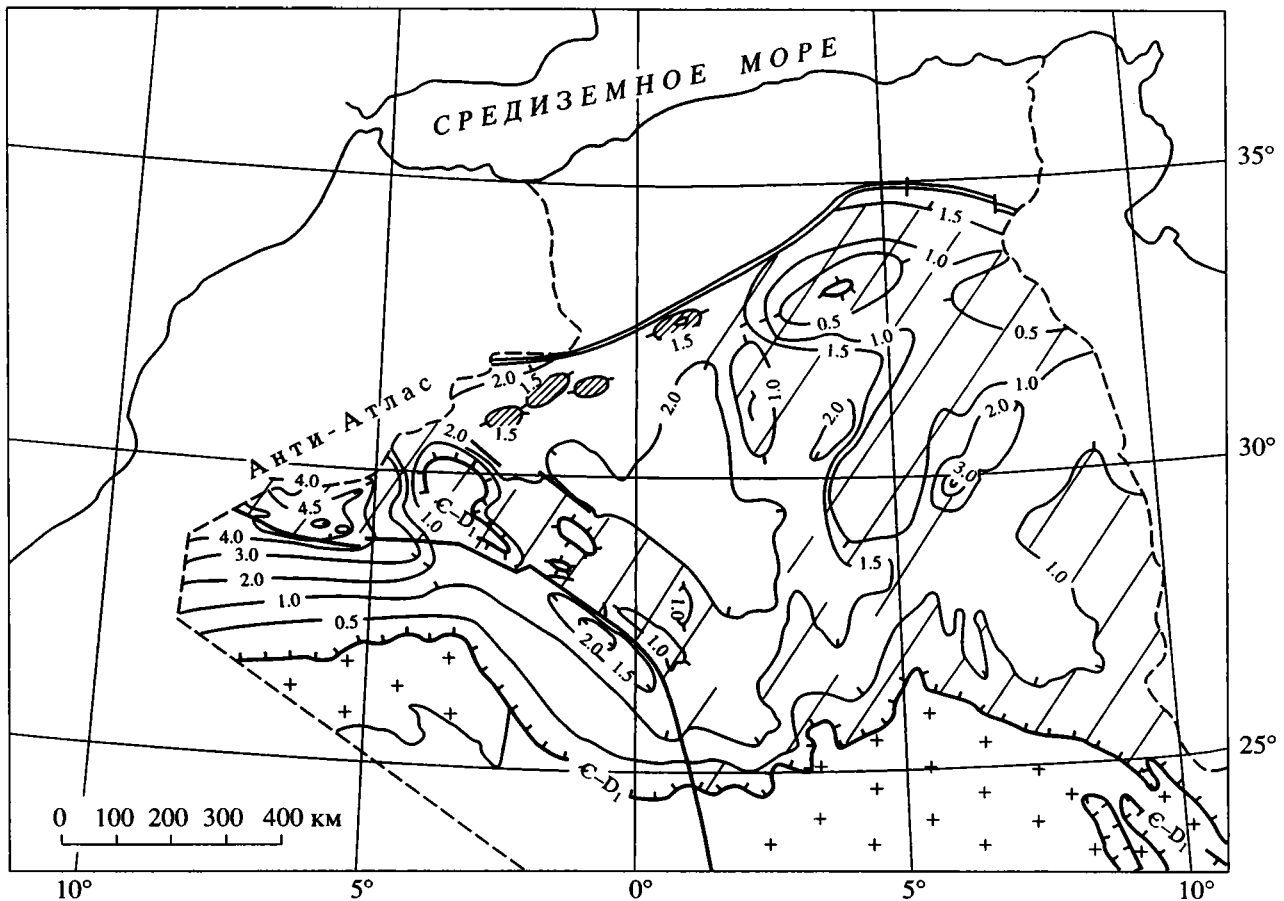


Рис. 8. Карта мощностей каледонского (Є-D₁) структурного комплекса. Условные обозначения показаны на рис. 4.

На герцинском этапе (D₂-C) на западе Сахарской плиты унаследованно продолжала развиваться Западно-Сахарская синеклиза (рис. 9). Скорости прогибания в осевой части возросли по сравнению с каледонским этапом. Максимальные мощности пород герцинского комплекса (4–4.5 км) приурочены к осевым частям современных впадин Тиндуф и Регган, а также к центральным районам впадин Тимимун и Ахнет (рис. 10). В целом на западе региона мощности герцинского комплекса нарастают от восточного замыкания синеклизы на запад к миогеосинклинальному прогибу Анти-Атлас и от северного и южного его бортов к осевой зоне (рис. 10).

На востоке региона на герцинском этапе заложилась и активно развивалась интракратонная синеклиза Радомес, замыкающаяся на территории Ливии [28]. Эта новообразованная структура была наложенной на моноклиналь Иллизы, в пределах которой мощности комплекса нарастают на восток, к центральным частям (до 2–2.5 км).

В конце девонского периода палеоокеан Тетис-I закрылся в результате сближения Западно-Европейской и Африканской литосферных плит [3]. Процессами сжатия были затронуты и приле-

гающие районы севера Сахарской плиты. Главным результатом этого события явилось воздымание территории зоны поднятий Мехарез, Уэд-Намус, Тилремт, Тугурт, Дахар, палеосводы которых были расположены севернее современных, а сами поднятия занимали значительно большую площадь. В предкаменноугольное время наиболее приподнятые их части подверглись эрозии. Этот вывод подтверждается выходами на докаменноугольную или домезозойскую поверхности разновозрастных более древних отложений палеозоя в пределах палеосводов этих структур (рис. 11, 12).

В течение герцинского этапа на преобладающей части северо-запада Сахарской плиты отлагались сероцветные карбонатно-глинистые породы среднего девона, темноцветные глинисто-карбонатно-песчаные отложения верхнего девона и сероцветные глинисто-песчаные образования карбона. В развитии морских бассейнов на герцинском этапе отчетливо устанавливаются два цикла: от мелководных условий в среднедевонскую эпоху, к глубоководным в франском и фаменском веках, до мелководных в струнийском веке; от мелководных в раннем турне, к относительно

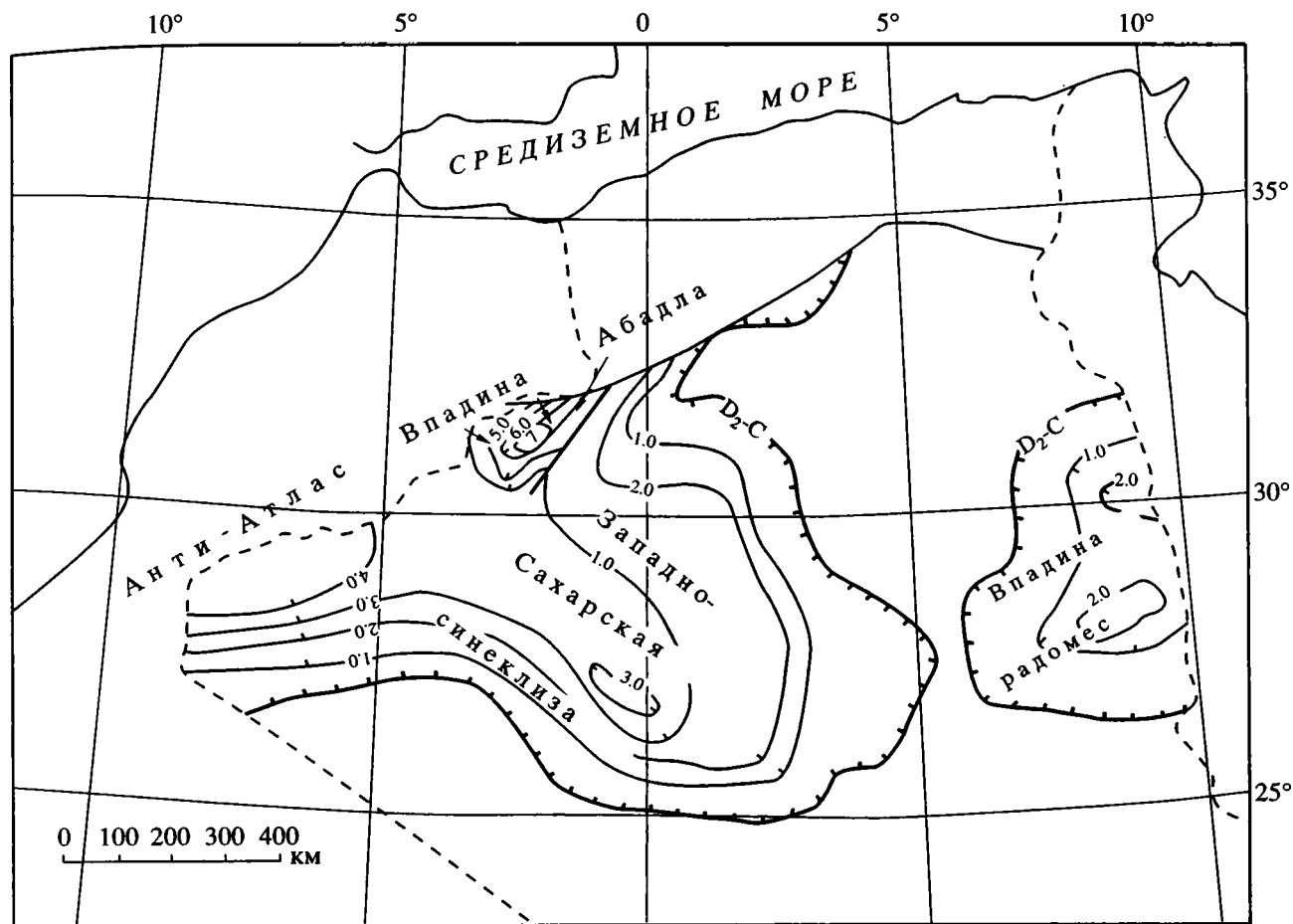


Рис. 9. Карта мощностей герцинского структурного комплекса (D_2-C). Условные обозначения показаны на рис. 4.

глубоководным в позднем турне и лагунно-морским в намюре [1].

На северо-западе и севере плитной части территории Алжира выделяется позднегерцинский подэтап деформации охватывающий каменноугольный период. Это связано с тем, что в раннем карбоне началось раскрытие палеоокеана Тетис-II, который уже к концу каменноугольного периода был отмирающим палеоокеаном [3]. Растяжение, затронувшее сопредельные территории севера Сахарской плиты, в начале турнейского века привело к заложению рифтового прогиба Бешар северо-восточного простирания, наложенного на северо-восточный борт Западно-Сахарской синеклизы. Прогиб характеризуется сложным блоковым строением поверхности фундамента и доверхневизейских пород чехла. С позднего визе по стефаний над прогибом Бешар развивалась надрифтовая впадина Абадла, выполненная пятикилометровой толщей флиша и занимавшая большую площадь по сравнению с прогибом.

К северо-востоку от впадины Абадла в то же время в прогибании были вовлечены сопредельные

участки Сахарской плиты, являвшейся палеосклом пассивной окраины палеоокеана Тетис-II, где в шельфовых обстановках накапливались терригенно-карбонатные отложения. В результате погребенными оказались наиболее приподнятые части современных поднятий Мехарез, Уэд-Намус, Тилремт, седловины Джофра. Их площади значительно сократились, а своды сместились к югу (рис. 11, 12).

В конце каменноугольного периода произошло закрытие палеоокеана Тетис-II. В результате в условиях сжатия произошли значительные орогенические движения в интракратонной мюгеосинклинали Анти-Атлас. Претерпели вторичную интенсивную инверсию и складкообразование авлакоген Угарта и прогиб Бешар. Активные поднятия произошли в седловинах Креттама, Азель-Матти, Джуа, горст-антиклиналях Иджеран-Хасси-Шебаба, Дамгуид. Их амплитуда превышала 2 км (рис. 13). Воздымание в более спокойных условиях испытали крупные положительные структуры, составляющие современную Северо-Сахарскую антеклизу. Произошло разделение

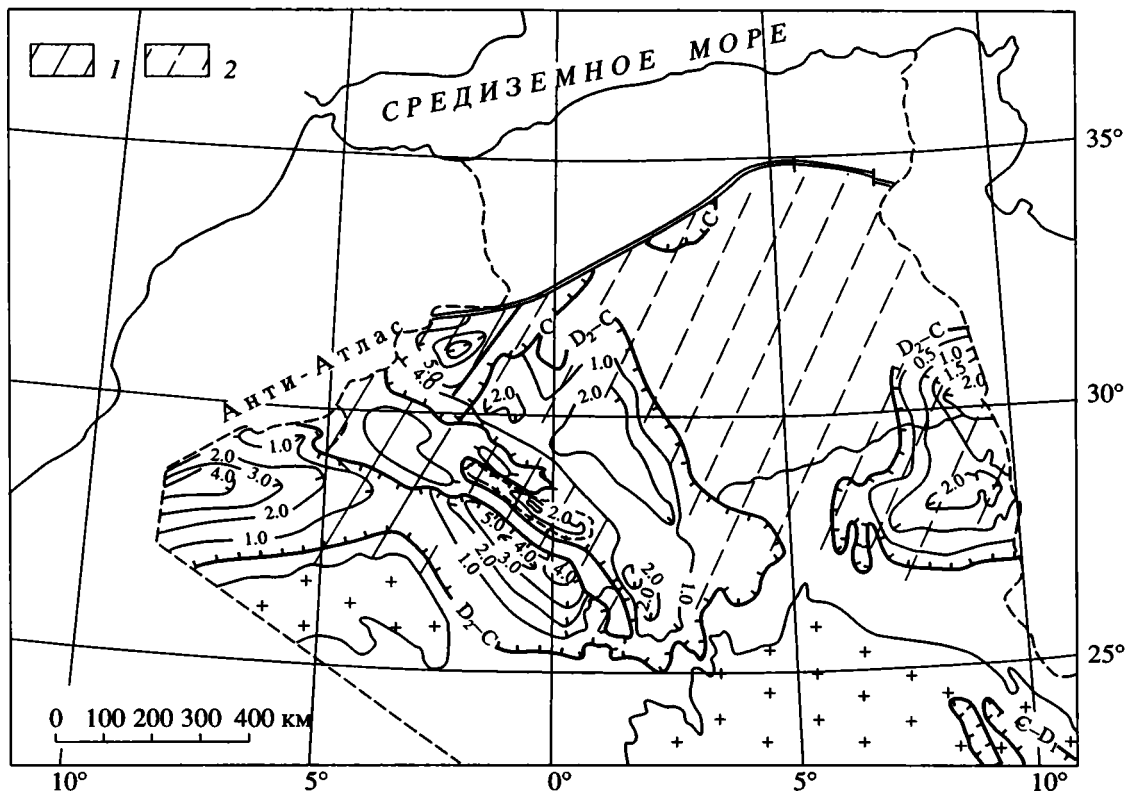


Рис. 10. Схематическая карта реконструированных мощностей герцинского структурного комплекса.

1–2 – области постседиментационных размывов: 1 – в конце палеозоя, 2 – в мезозое. Остальные условные обозначения показаны на рис. 4.

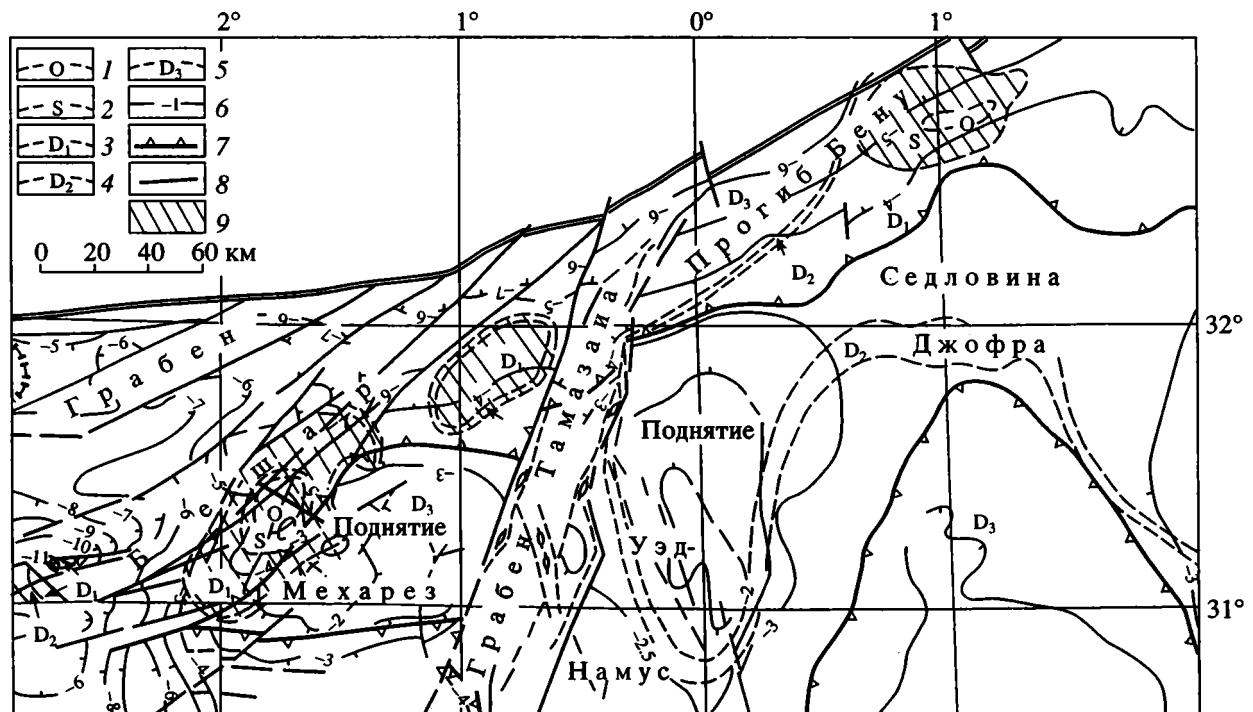


Рис. 11. Геологическая карта докаменноугольных отложений.

1–5 – области отсутствия отложений: 1 – ордовикских, 2 – силурийских, 3 – нижнедевонских, 4 – среднедевонских, 5 – верхнедевонских; 6 – изобаты поверхности ордовика в км (по данным И.М. Шахновского, А.В. Николенко, А.П. Никишина); 7 – контуры Северо-Сахарской антеклизы; 8 – разломы; 9 – своды палеоподнятий.

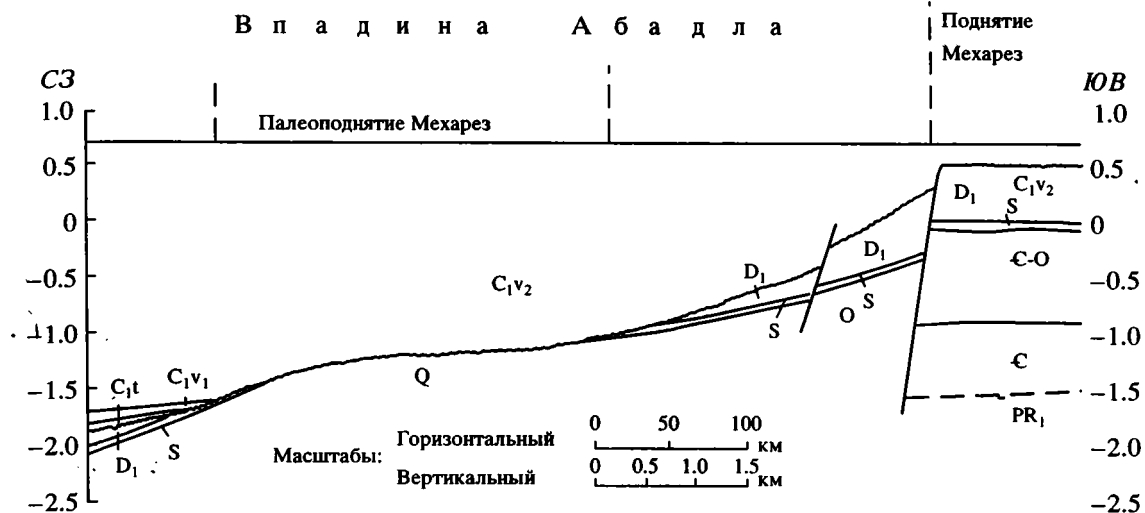


Рис. 12. Геологический профиль по линии сейсмического профиля 83 ВЕ-6.

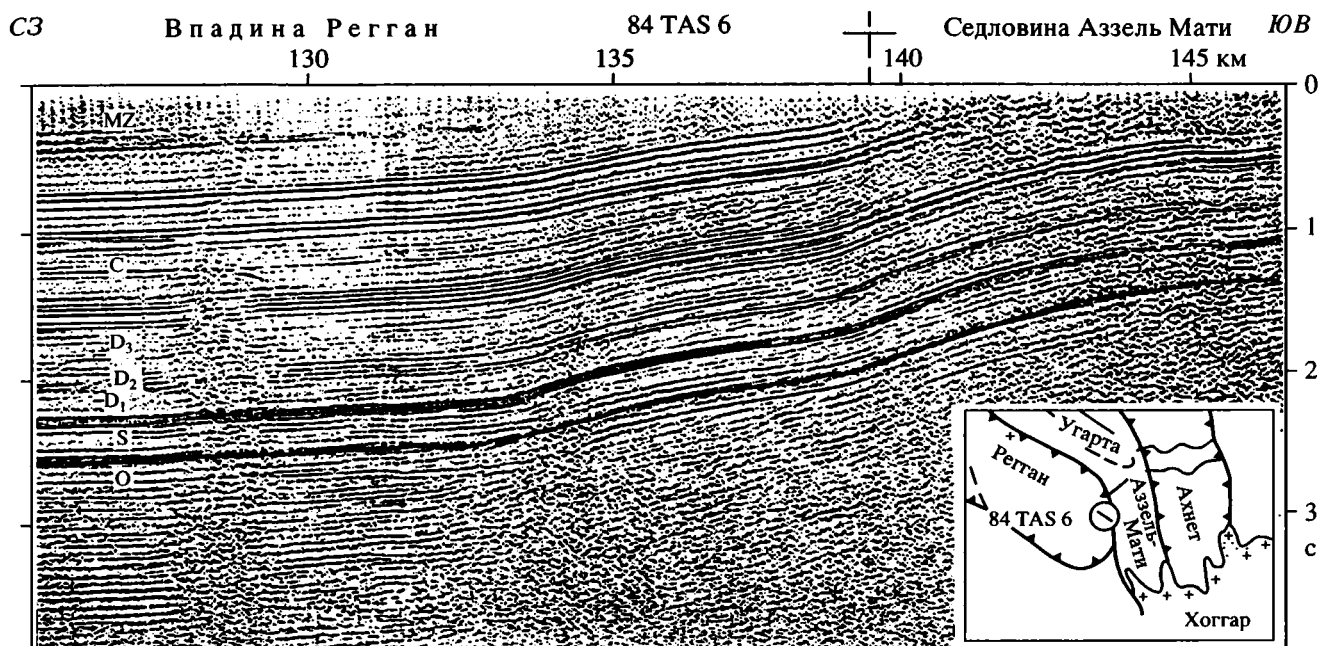


Рис. 13. Сейсмический профиль 84 TAS 6.

Западно-Сахарской синеклизы на ряд обособленных впадин Тиндуф, Регган, Тимимун, Ахнет. Завершили свое развитие крупные наложенные отрицательные структуры: прогиб Бешар, впадины Абадла, Радомес (рис. 1, [8, 17]).

Таким образом, к началу пермского периода на территории запада Алжирской части Сахарской плиты, сформировались главные структурные элементы поверхности фундамента и палеозойского чехла.

На киммерийско-альпийском этапе территория северо-запада Сахарской плиты развивалась под влиянием палеоокеанов Мезо- и Нео-Тетиса [20, 21]. Главным событием явилось заложение в триасе на северо-востоке территории Алжира в условиях растяжения субмеридиональной рифтовой системы Салифер-Дорбане [14] в центральной и северо-восточной части современной впадины Уэд-Миа (рис. 14).

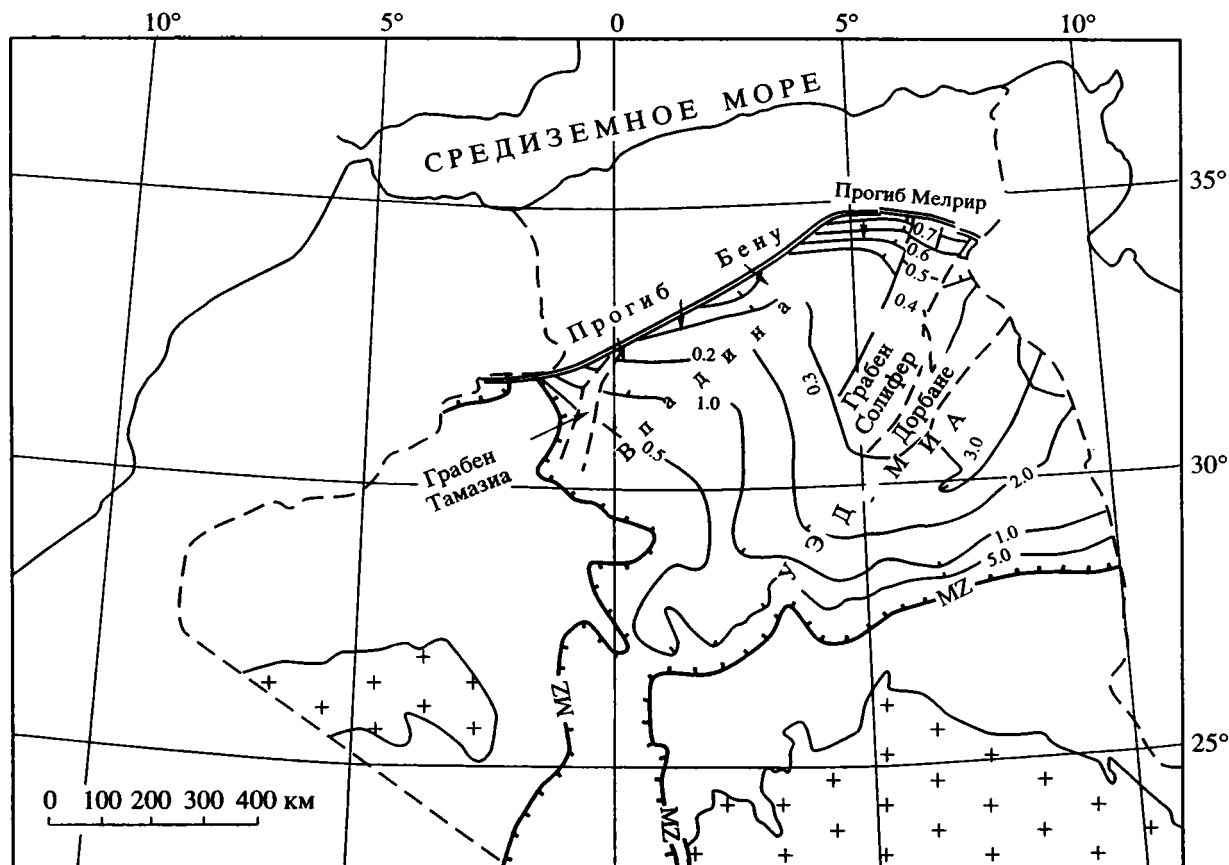


Рис. 14. Карта мощностей киммерийско-альпийского структурного комплекса. Условные обозначения показаны на рис. 4.

С заложением рифта Салифер-Дорбане, в триасе произошло окончательное обособление Северо-Сахарской антеклизы. По поверхности фундамента и палеозойским отложениям чехла она оказалась со всех сторон ограничена отрицательными структурами. На западе антеклиза разломом отделялась от впадины Абадла, на северо-западе и севере ее склоны постепенно переходили в континентальный склон Палео-Тетиса, на востоке она имела разломное ограничение от новообразованного рифта Салифер-Дорбане, и, наконец, на юге ее склоны постепенно погружались во впадину Тимимун.

Рифт на северо-востоке открывался в палеоокеан Мезо-Тетис. Сформировалась система разломов, определившая блоковое строение рифта. Его развитие сопровождалось основным магматизмом и продолжалось до конца мела (рис. 15).

В австрийскую орогенную фазу, центральная часть рифта испытала инверсию. Триасовые, юрские и нижне-меловые породы были выведены на поверхность Земли и подверглись эрозии. В постбарремское время здесь формировалась обширная надрифтовая краевая синеклиза Уэд-Миа (рис. 14).

Мощности галогенно-карбонатно-терригенных образований мезозоя, выполняющих синеклизу, нарастают к северо-востоку до 6 км.

В настоящее время как поверхность, так и подошва мезозойских отложений, образуют пологую моноклираль северо-восточного простирания.

В мезозое синхронно с рифтовой структурой Салифер-Дорбане заложился субмеридиональный грабен Тамазия (рис. 1), разделивший поднятия Мехарез и Уэд-Намус. С разломами здесь связан триасовый магматизм основного состава.

Этап закрытия Мезо-Тетиса в конце позднего мела проявился на северо-западной части платформ образования ряда взбросов, ограничивающих локальные поднятия, сформированные в условиях сжатия.

С развитием Нео-Тетиса (неоген) связано формирование на севере региона прогиба Мелрир, выполненного преимущественно терригенными породами мощностью до 3 км.

Таким образом, тектонический режим Алжирской части Сахарской плиты находился под влиянием последовательного развития системы Тетисных палеоокеанов и связанных с ним рифтовых

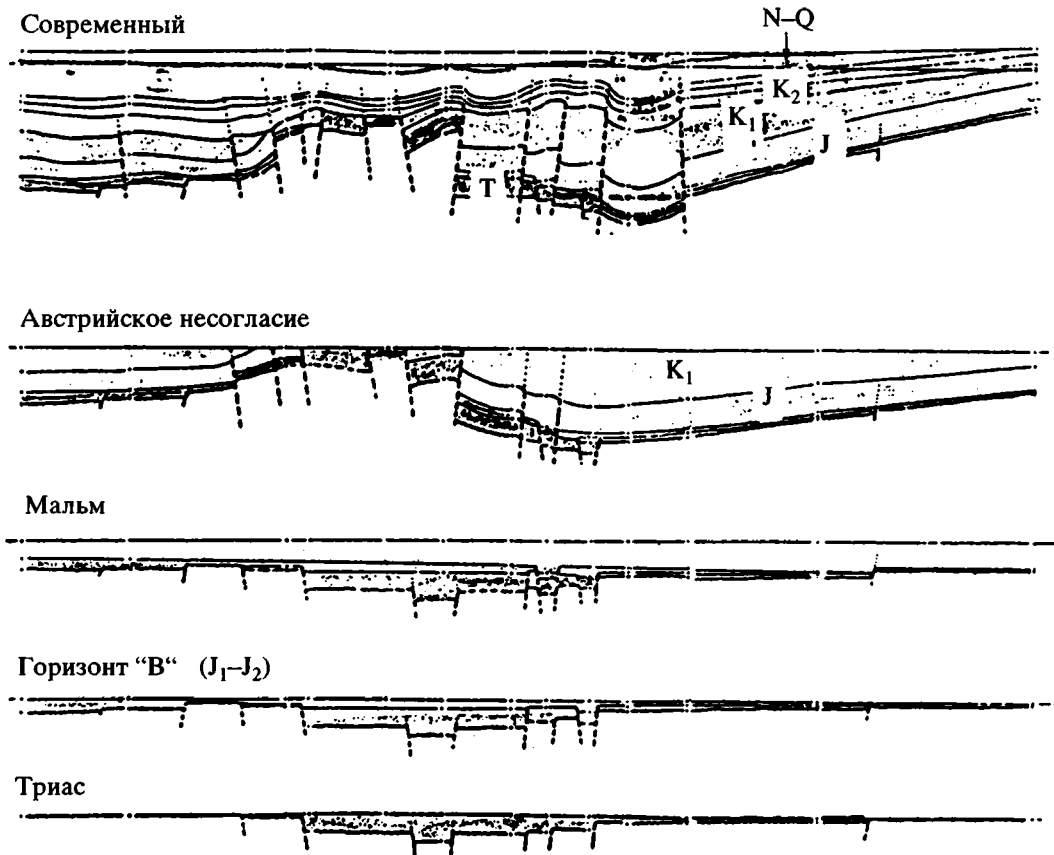


Рис. 15. Геологический профиль. Восточная часть впадины Уэд-Миа.

систем: 1 – Угарта-Ахнет-Тениз-Руфт-Западный Таудени (венд) – Прото-Тетис; 2 – Угарта (кембрий-карбон) – Палео-Тетис I, II; 3 – Бешар (карбон) – Палео-Тетис II; 4 – Салифер-Дорбане (триас-палеоген) – Мезо-, Нео-Тетис.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев М.М., Корж М.В., Медведев Э.Т. и др. Геология и нефтегазоносность Алжирской Сахары. М.: Недра, 1971. 375 с.
2. Божко Н.А. Рифтогенные структуры позднего докембрия южных континентов // *Континентальный и океанский рифтогенез*. М.: Наука, 1985. С. 202–209.
3. Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Статья 1 // *Геотектоника*. 1976. № 1. С. 7–10.
4. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. М.: ГУГК, 1981.
5. Милановский Е.Е. Рифтогенез на древних платформах // *Континентальный и океанический рифтогенез*. М.: Наука, 1985. С. 168–190.
6. Сулиди-Кондартьев Е.Д., Козлов В.В., Забродин В.Е., Разваляев А.В. Древние авлакогены и рифты Африканского кратона // *Континентальный и океанический рифтогенез*. М.: Наука, 1985. 222 с.
7. Леонов Г.П. Историческая геология: основы и методы. Докембрий. М.: Изд-во МГУ, 1980. 344 с.
8. Тектоника Африки / Под редакцией Ю. Шубера и А. Фер-Мюре. М.: Мир, 1973. 541 с.
9. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
10. Ball E. An example of very consistent brittle deformation over a wide intracontinental area: the late pan-african fracture system of the Touareg and Nigerian Shield // *Tectonophysics*. № 61. 1980. P. 363–379.
11. Bernouilli D., Lemoine M. Birth and early evolution of the Téthys: the overall situation. 26^{ème} Congrès Géol. Int., Paris, 1980, Coll. CS. P. 168–179.
12. Bertrand J.M.L. Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central Saharo-algérien). // *Thèse, Montpellier, Edit. C.N.R.S., Cool. C.R.Z.A., Sér. Géol. № 19. 1974. 370 p.*
13. Bertrand J.M.L., Caby R. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield // *Geol. Rundsch.* № 67 (2), 1978. P. 357–388.
14. Beuf S., Biju-Duval B., De Charpal D. et al. Les grès du paléozoïque inférieur au Sahara. // *Sédimentation et discontinuités: évolution structurale d'un craton*. Publ. Inst. Fr. Pétrole. Coll. Sci. et Tech. du pétrole. Ed. Technip Paris. № 18. 1971. 464 p.

15. *Bonner G., Roussel J., Trompette R.* Genesis and geodynamic evolution of the Taoudeni cratonic basin (Upper Precambrian and Paleozoic), Western Africa // *Dynamics of Plate Interiors (Geodynamics Ser., V. 1): Am Geophys. Union / Geol. Soc. America.* 1980. P. 81–90.
16. *Boudjema A.* Evolution structurale du bassin pétrolier "Triasique" du Sahara nord oriental (Algérie). // *Thèse de docteur en sciences, De l'université Paris,* 1987. 290 p.
17. *Carte Tectonique internationale de l'Afrique A.S.G.A. / Unesco.* 1968.
18. *Clauer R., Caby R., Daniel J., Trompette R.* Geochronology of sedimentary and metasedimentary Precambrian rocks of the West African Craton // *Precambrian Research.* 1982. V. 18. P. 53–71.
19. *Dauria J.M., Lesquer A.* An example of the relationship between rift dome; recent geodynamic evolution of the Hoggar Swell and of its nearby regions (central) Sahara, southern Algeria and eastern Niger // *Tectonophysics.* 1989. V. 163(1, 2). P. 45–61.
20. *Dercourt J. et al.* Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. Géol. France,* (8), T. 1. № 5. 1985. P. 637–652.
21. *Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricov L.E. and et.* Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the lias // *Tectonophysics.* № 123. 1986. P. 241–315.
22. *Fabre J.* Introduction à la géologie du Sahara algérien. *Soc. Nat. Edit. (SNED). Alger,* 1976. 422 p.
23. *Goodwin A.M.* Rooted precambrian ring shields: growth, alignment and oscillation // *American Journal of Science.* 1985. V. 285. P. 481–531.
24. *Legrand Ph.* Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien du Sahara algérien. // *Notes et Mém. Compagnie fr. pétroles (C.F.P.).* № 121. Paris, 1974. P. 121–138.
25. *Legrand Ph.* Résultats récents sur le problème de la limite cambro-ordovicien au Sahara algérien septentrional. // *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. du N.,* N. 67, 1974. P. 141–196.
26. *Legrand Ph.* Essai sur la paléogéographie du Silurien au Sahara algérien // *Notes et Mém. Compagnie fr. pétroles (C.F.P.).* № 16. Paris, 1981. P. 9–24.
27. *Latouche L., Vidal Ph.* Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (NE de l'A'-Haggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du Strontium radiogénique. // *Bull. Soc. Géol. Fr.* № 7. V. 14, 1974. P. 195–203.
28. *Massa D.* Paleozoïque de Libye occidentale stratigraphie et paléogéographie // *Thèse de Docteur és Sciences Naturelles. Nice.* 1988. 371 p.
29. Pan-African plate tectonics. in *Kronre A., ed., Precambrian Plate Tectonics: Amsterdam, Elsevier.* P. 435–451.
30. *Strong D.F.* Proterozoic tectonics of northwestern Newfoundland: new evidence from eastern Newfoundland // *Tectonophysics.* 1979. V. 51. P. 81–101.
31. *Toft P.B., Hills D.V., Haggerty S.E.* Crustal evolution end the granulite to eclogite transition in xenoliths from Kimberlits in the West African Craton // *Tectonophysics.* 1989. V. 161. (3-4). P. 213–231.

Рецензент Ю.Г. Леонов

Structure and Evolution of the Algerian Part of the Sahara Plate

V. Ya. Kozhenov

Institute of Geological Sciences, Belarussian Academy of Sciences, Minsk

Abstract—On the basis of drilling and geophysical data and the published information, the author makes new conclusions on the structural organization and evolution of the Algerian part of the Sahara plate. It is demonstrated that the tectonic regime of the region was influenced by the consecutive development of the system of Tethyan paleoceans and associated rift systems: (1) Proto-Tethys: Ugarta–Ahnet–Teniz–Rhouft–West Taoudeni (Vendian); (2) Tethys I and Tethys II: Ugarta (Cambrian–Carboniferous); (3) Tethys II: Bechar (Carboniferous); (4) Meso- and Neo-Tethys: Salifer–Dorbane (Triassic–Paleogene).

УДК 550.312/551.24(575.4)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ТУРКМЕНИСТАНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ ПО ГРАВИТАЦИОННЫМ ДАННЫМ

© 1998 г. М. К. Кабан, М. Е. Артемьев, Д. И. Караев, А. П. Белов

Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 26.11.96 г.

Гравитационные, сейсмические и геологические данные были использованы для построения плотностной и механической моделей литосферы Копет-Дага и сопредельных территорий. Согласно построенной гравитационной модели, аномальная плотность верхней мантии под Западным Тянь-Шанем составляет 100 кг/м^3 , под Копет-Дагом – 80 кг/м^3 . Верхняя мантия Мургабской депрессии и центральной части Каспийского моря характеризуется противоположными свойствами ($+40$ – $+50 \text{ мг/м}^3$). Совокупность свойств литосферы юго-восточной части Каспийского моря позволяет предположить, что эта структура является аналогом окраинных морей.

Механическое моделирование показало, что конфигурация границ Туранской плиты может быть объяснена ее упругим изгибом под действием сил в зоне контакта с Копет-Дагом. Эффективная мощность упругой плиты составляет 21 км. Возможно несколько механизмов взаимодействия: 1. Частичная субдукция Туранской плиты под Копет-Даг; 2. “Жесткий” контакт двух плит, приводящий к постепенному разрушению Туранской плиты при сближении плит под давлением с юга и “выдавливанию” Копет-Дага.

Анализ изостатических аномалий силы тяжести показывает, что литосфера Кара-Богазского свода смещена вверх относительно равновесного состояния. Изучение горизонтальных градиентов изостатических аномалий позволит выделить основные границы литосферных блоков и оценить активность этих границ.

ВВЕДЕНИЕ

Плотностные неоднородности литосферы и астеносферы являются одной из основных движущих сил тектонических процессов наряду с силами, возникающими в результате взаимодействия литосферных блоков в процессе их горизонтальных перемещений. В свою очередь тектонические процессы приводят к образованию значительных плотностных неоднородностей в верхней части коры. Эти неоднородности лучше всего видны в изостатических аномалиях силы тяжести. Таким образом, изучение гравитационного поля и построение плотностной модели литосферы и астеносферы позволяет определить характер тектонических процессов и в определенной степени восстановить их историю. Настоящая статья является продолжением работ “Изостазия литосферы Туркменистана” [1, 10]. В результате этого исследования построена комплексная модель литосферы, основанная на детальном анализе гравитационного поля, а также на всей доступной геолого-геофизической информации, полученной преимущественно сейсмическими методами. Главным итогом первого этапа исследований является построение карты так называемых “остаточных” или мантийных аномалий силы тяжести (рис. 1). Аномалии получены после устранения из наблюдаемого гравитационного поля составляющих, обусловленных влиянием топографическо-

го рельефа, плотностных неоднородностей осадочного чехла, вариаций границы Мохоровичича и суммарного влияния наиболее существенных неоднородностей дальних зон (далее 222 км от каждой точки), рассчитанного для всего земного шара. Таким образом, остаточные аномалии отображают влияние неизвестных плотностных неоднородностей литосферы, в основном верхней мантии, тесно связанных с динамикой литосферных плит в регионе.

В работе М.Е. Артемьева и др. [1] была также построена изостатически скомпенсированная плотностная модель литосферы. Согласно ей, основная часть плотностных неоднородностей, вызывающих появление остаточных аномалий (около 65%), располагается в верхней мантии, а оставшаяся часть – в консолидированной коре. Исключением является Южно-Каспийская впадина, где значительный минимум остаточных аномалий целиком обусловлен понижением плотности подкорового слоя. Полученная модель является оптимальной только в некотором статистическом смысле, так как изученная территория включает разнородные тектонические структуры, конкретные механизмы изостатической компенсации которых могут существенно отличаться. В данной статье авторы анализируют конкретные тектонические структуры и их взаимодействия. Основными объектами исследования являются Карабогазский свод,

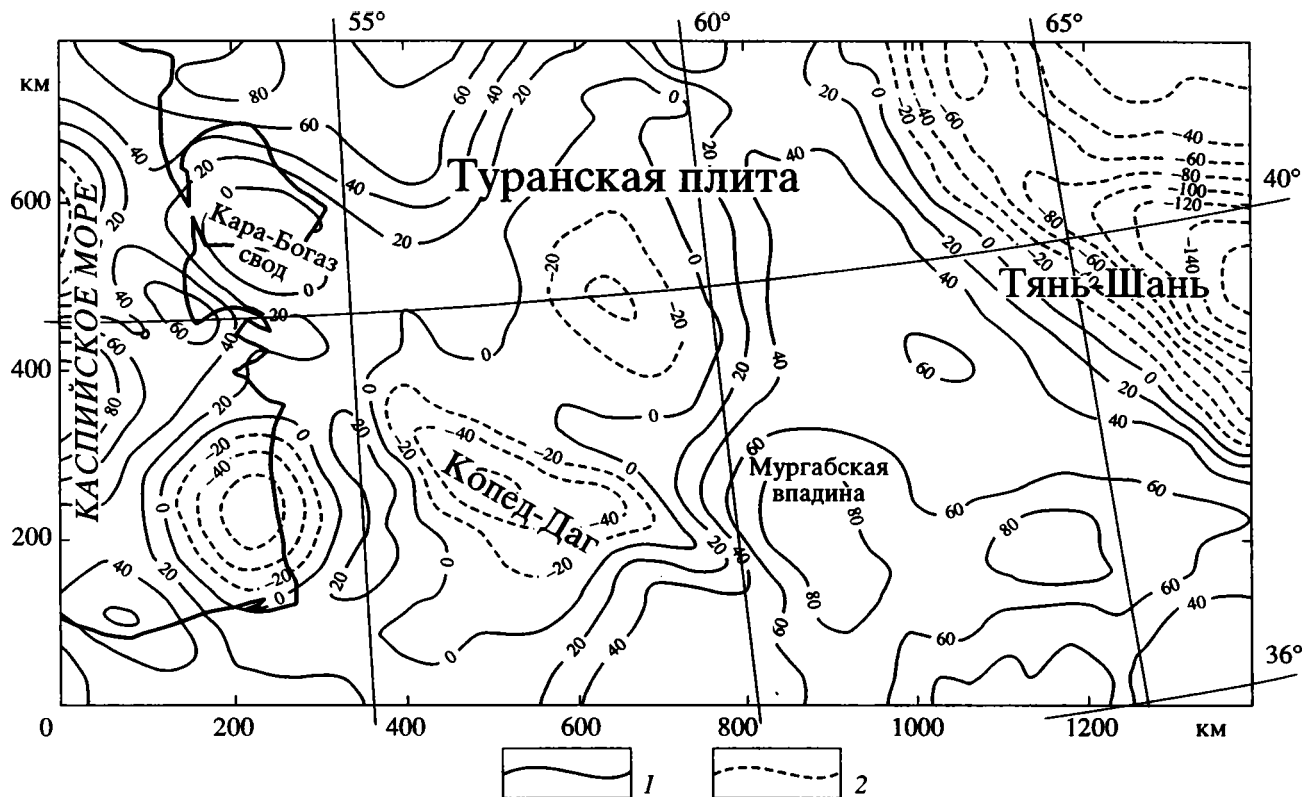


Рис. 1. Схема “остаточных” аномалий гравитационного поля (мГал). Остаточные аномалии отображают влияние неизвестных плотностных неоднородностей литосферы, в основном верхней мантии. Изолинии построены через 20 мГал.

1 – положительные и нулевые значения; 2 – отрицательные значения.

прилегающие структуры центрального Каспия и Апшеронского порога, Южно-Каспийская впадина, Копет-Даг и Предкопетдагский прогиб, Мургабская впадина и, отчасти, структуры западного Тянь-Шаня.

ИЗОСТАЗИЯ И ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Наряду с “остаточными” (мантийными) аномалиями силы тяжести существенную информацию для понимания природы тектонических процессов дают изостатические аномалии. Для упомянутой выше обобщенной плотностной модели литосферы региона было рассчитано гравитационное поле. Его вычитание из остаточных аномалий позволяет получить изостатические аномалии силы тяжести (рис. 2). Важно отметить, что аномалии рассчитаны не на основе предельно идеализированных схем (Эри, Пратта или Вейнинг-Мейнеса), а с учетом реального поведения границ Мохоровичича и фундамента, определенного на основании сейсмических данных [1, 4, 7]. Единственным условием определяющим тип данных аномалий как “изостатические” является условие равенства масс в каждой литосферной колонке выше уровня ком-

пенсации, помещенного нами на глубине 100 км, что примерно соответствует мощности литосферы в исследуемом регионе. Разумеется, данное условие соблюдается только для достаточно крупных структур с горизонтальными размерами в несколько сотен километров и более. В таком случае изостатические аномалии будут указывать на возможные его нарушения, т.е. на отклонения литосферы от равновесного состояния, вызванные действием различных тектонических процессов. Таким образом, изостатические аномалии обусловлены влиянием двух факторов. Во-первых, они содержат информацию о неучтенных плотностных неоднородностях верхней части коры. Это влияние существенно проявляется только в высокочастотной составляющей (для объектов с горизонтальными размерами меньше 50 км), так как мы считаем, что более крупные неоднородности были ранее учтены по априорным данным. Во-вторых, изостатические аномалии обусловлены влиянием реальных нарушений изостатического равновесия, т.е. смещением литосферных блоков относительно их равновесного положения. Эта составляющая наиболее интересна для данного исследования, так как она доминирует на длинах волн 100–1000 км. совме-

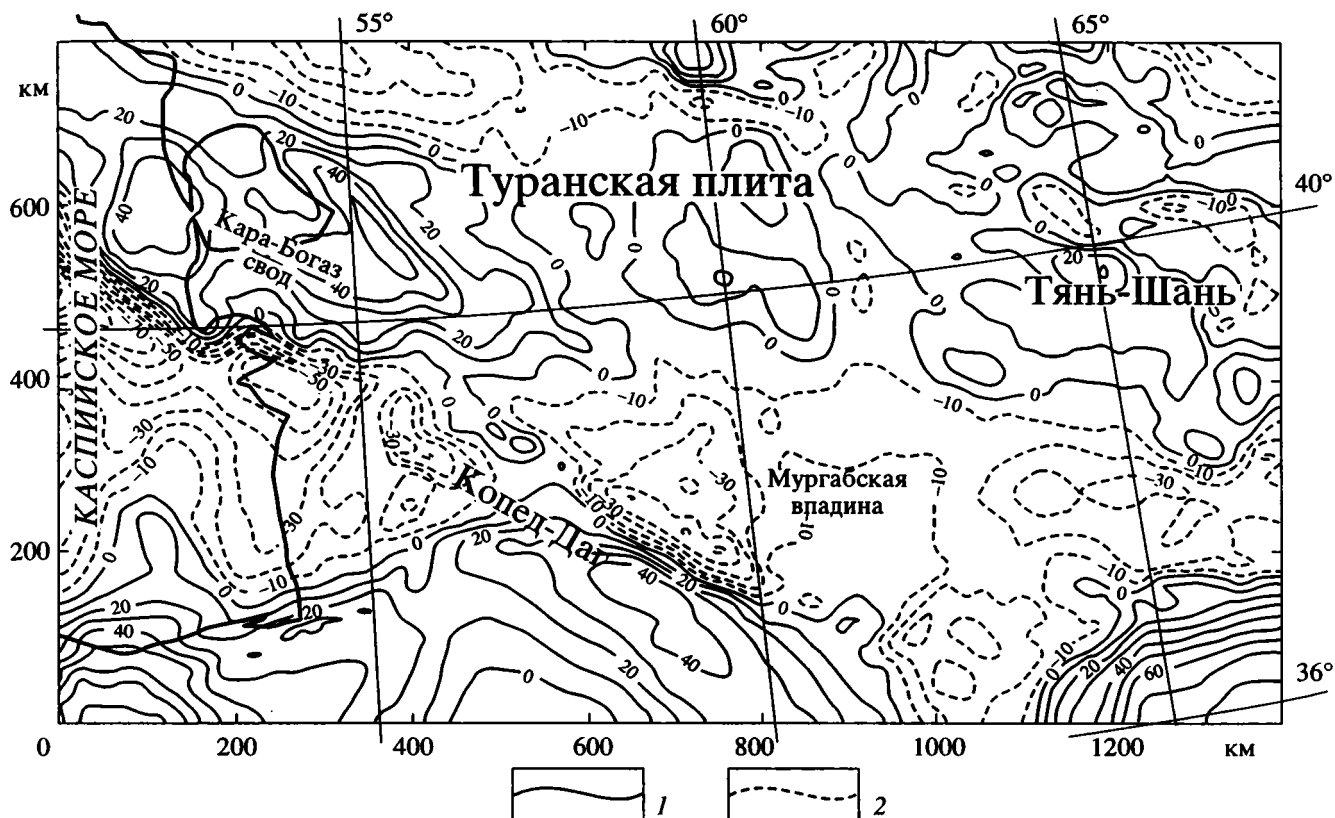


Рис. 2. Схема изостатических аномалий силы тяжести (мГал). Определены после устранения из поля "остаточных" аномалий гравитационного влияния изостатически скомпенсированной модели литосферы. Изолинии построены через 10 мГал, отрицательные значения даны пунктиром. Максимумы в левом и правом нижних углах могут не соответствовать действительности, так как в этих местах исходные данные ненадежны.

стный анализ мантийных и изостатических аномалий силы тяжести позволяет сделать определенные заключения о геодинамических процессах, протекающих в регионе.

Для построения моделей изостатической компенсации отдельных тектонических структур региона и выяснения отличий этих моделей от генерализованной схемы, полученной для всего региона, используется тот же метод передаточных функций, что и в предыдущих работах [1, 10]. В этом методе гравитационного моделирования прямое сравнение наблюдаемого и расчетного полей заменяется сравнением передаточных функций, представляющих отношение гравитационного поля и нагрузки в спектральной области. Такое сопоставление позволяет выявить гораздо более "тонкие" различия моделей, чем прямое сопоставление полей. Принципиальным отличием данной работы явилось то, что для расчета передаточных функций использовались не топография и аномалии Буге, а полная литосферная нагрузка и "остаточные" гравитационные аномалии с вычтенным влиянием осадочного чехла и границы Мохоровичича. Это дало возможность моделировать "тонкую" структуру литосферы [1, 9].

При моделировании конкретных структур мы учитывали особенности строения коры и верхней мантии, полученные по сейсмическим данным. В табл. 1 приведены основные сейсмические параметры слоев земной коры крупных тектонических элементов Туркменистана. Обозначение основных слоев консолидированной коры как "гранитный" и "базальтовый" чисто условное и приводится только из-за того, что они используются в первоисточниках. Соответствие пластовых скоростей и плотностей основных слоев коры, использованное при гравитационном моделировании, дано в табл. 2 [4].

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Карабогазский свод и северо-западная часть Южно-Каспийской впадины. Карабогазский свод сформирован над восточным окончанием крупного палеозойского срединного массива, прослеживающегося через Средне-Каспийскую впадину до восточного Предкавказья. Массив представляет собой область докембрийской или раннепалеозойской консолидации, обрамленную мобильными

Таблица 1. Параметры слоев земной коры крупных тектонических элементов Туркменистана

Названия тектонических элементов	Средняя мощность слоев (км)			Общий разброс значений граничных скоростей (км/с)			Граничная скорость (км/с)			Тепловой поток мВт/м ²
	осад. слой	консол. кора	земная кора	осад. слой	консол. кора	вдоль пов. Мохо	по пов. фунда.	по пов. "гран. слоя"	по пов. "баз. слоя"	
Южно-Каспийская впадина	14.0	16.0	30.0	1.0–4.8	5.6–7.0	8.2	5.2	–	7.2	–
Карабогазский свод	1.2	26.8	28.0	5.6–6.0	6.2–7.4	8.3–8.6	6.2	6.4	6.5–7.0	70
Центрально-Каракумский свод	5.7	32.0	37.8	5.8–6.1	6.0–7.1	8.1	6.2	6.3	7.0	–
Мургабская впадина	10.6	41.0	52.0	4.5–6.5	6.6–7.6	8.3	6.5	6.5	7.6	55

Таблица 2. Пластовые скорости и плотности основных слоев земной коры Туркменистана

Название тектонических элементов	Пластовые скорости (по Вольвовскому И.С. и др.), км/с				Плотности, вычисленные по пластовым скоростям. кг/м ³			
	осадочный слой	"гранитный" слой	"базальтовый" слой	консолидированная кора	осадочный слой	"гранитный" слой	"базальтовый" слой	консолидированная кора
Карабогазский свод	4.7	6.3	7.0	6.6	2560	2760	2950	2820
Центрально-Каракумский свод	3.2	6.3	7.0	6.6	2410	2760	2950	2820
Южно-Каспийская впадина	3.6	–	6.6	6.6	2440	–	2820	2820
Предкопетдагский прогиб	4.4	6.4	7.0	6.6	2560	2790	2950	2820

зонами герцинской складчатости. По поверхности фундамента Карабогазский свод представляет собой крупное пологое поднятие с размерами около 100 × 200 км. Фундамент Карабогазского свода сложен сильно дислоцированными и метаморфизованными породами осадочного происхождения, прорванными интрузивными образованиями.

Карабогазский свод характеризуется максимумом изостатических аномалий, достигающим +70 мГал (рис. 2). Это означает, что изостатическая модель, использованная для расчета этих аномалий, не соответствует действительности. Более того, оказывается, что вообще невозможно подобрать изостатически скомпенсированную плотностную модель литосферы, которой бы соответствовали существенно меньшие для этого района изостатические аномалии. Уменьшения положительных изостатических аномалий можно было бы добиться, поместив отрицательные компенсационные массы на большую глубину. Анализ модельных и экспериментальных передаточных функций показывает, что компенсационные массы (если они существуют) должны быть помещены на глубину до 200 км. Это действительно позволяет уменьшить амплитуду положительной аномалии примерно на 10 мГал, но приводит к

значительному возмущению поля изостатических аномалий в прилегающих территориях.

Для понимания природы этих аномалий важно отметить, что располагающаяся юго-западнее Карабогазского свода структура характеризуется противоположными свойствами. В северо-западной части Южно-Каспийской впадины располагается один из самых глубоких минимумов изостатических аномалий на территории бывшего СССР. Его величина достигает –120 мГал. Невозможно объяснить этот минимум аномальными массами осадочного чехла. Численные расчеты показали, что даже помещая компенсационные массы на большие глубины (200 км и глубже), невозможно существенно уменьшить наблюдаемый минимум изостатических аномалий. В то же время, остаточные аномалии в этом месте составляют около +100 мГал.

В результате мы приходим к заключению, что Карабогазский свод и северо-западная часть Южно-Каспийской впадины характеризуются экстраординарными нарушениями изостатического равновесия. Важно также отметить, что тепловой поток на поверхности в пределах Кара-Богазского свода составляет около 75 мВт/м² [3, 8], что существенно больше нормальных значений.

В районе Апшеронского порога и северо-западной части Южно-Каспийской впадины все геофизические характеристики литосферы прямо противоположны. Оценки тектонических напряжений для этой области показывают, что наиболее значительной является субгоризонтальная сжимающая компонента, направленная перпендикулярно к зонам значительных вертикальных тектонических деформаций [6, 12]. Наиболее значительны эти деформации в зоне, отделяющей Кара-Богазский свод от Южно-Каспийской впадины. Полная амплитуда неоген-четвертичных взаимных вертикальных перемещений оценивается для этих структур примерно в 10 км [5]. Эта зона характеризуется также высокой сейсмической активностью – можно упомянуть хотя бы Краснодарское землетрясение с магнитудой 8.2.

Принимая во внимание полученные результаты, можно предположить, что положительные изостатические аномалии и высокие значения теплового потока в пределах Кара-Богазского свода, равно как и противоположные свойства литосферы, расположенных к юго-западу от него структур, связаны с воздействием мантийных потоков в этой области, обеспечивающими динамическое равновесие литосферы. Под сводом должен располагаться восходящий поток, а под Апшеронским порогом и юго-западной частью Южно-Каспийской впадины – нисходящий. Отсутствие отрицательных “остаточных” (мантийных) аномалий и, следовательно, малоплотной мантии в пределах описываемых структур указывает, что эти потоки не могут иметь слишком глубинное (подастеносферное) происхождение. Можно предположить, что в пределах данной области существует мелкомасштабная конвективная ячейка в верхней мантии. В пользу этого предположения свидетельствует также тот факт, что похожая ситуация наблюдается к юго-западу от Каспийского моря, за пределами исследуемой в данной работе области. Талышская складчатая область, примыкающая к Южному Каспию с юго-запада, характеризуется максимумом изостатических аномалий, достигающим +150 мГал [2]. Таким образом, “отрицательная” структура в районе Апшеронского порога и северной части Южного Каспия аккумулирует восходящие потоки от двух смежных с ней областей, что объясняет существенно более выраженные (по абсолютной величине) ее характеристики по сравнению с соседними “положительными” структурами.

Юго-восточная часть Южно-Каспийской впадины. Существенно отличается от описанной выше плотностная модель, полученная для юго-восточной части Южно-Каспийской впадины, известной, как Западно-Туркменская впадина. Мощность консолидированной коры в пределах этой структуры составляет всего 5 км [7]. Здесь также отсутствует первый, “гранитный” слой типичной континен-

тальной коры, характеризуемый скоростями продольных волн около 6 км/с (табл. 1). Средняя плотность консолидированной коры, согласно построенной модели, должна быть примерно на 20–30 кг/м³ выше стандартной. Плотность осадочного слоя оценивалась по минимальной границе, соответствующей молодым впадинам в морских областях [1]. Таким образом, полученные для этой структуры отрицательные “остаточные” аномалии силы тяжести (–75 мГал, рис. 1) могут быть объяснены только пониженной плотностью подкорового слоя (около –50 мг/м³), обеспечивающей изостатическую компенсацию данной структуры. Хотя в пределах Южного Каспия отсутствуют надежные определения теплового потока, ряд косвенных признаков указывает, что температура мантии здесь существенно выше “нормальной”. Близость Западно-Туркменской депрессии к состоянию изостатического равновесия, в то время, как она находится фактически в центре взаимодействия литосферных плит, свидетельствует о малой жесткости литосферы, связанной обычно с аномальным тепловым режимом. О том же свидетельствует и пониженная плотность подкорового слоя.

Наряду с большой мощностью осадочных образований и отсутствием “гранитного” слоя к характерным чертам данной структуры можно отнести широкое развитие процессов диапиризма и грязевого вулканизма. Таким образом, в пределах центральной и юго-восточной частей Южного Каспия литосфера по строению является субокеанической. За исключением экстраординарной мощности осадков, которая является следствием ряда “внешних” факторов все параметры этой структуры соответствуют окраинным морям.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОПЕТ-ДАГА И ПРЕДКОПЕТДАГСКОГО ПРОГИБА

Предкопетдагский краевой прогиб имеет длину около 660 км при ширине от 30–40 км на западе до 100 км на востоке. Внешний борт его широкий и пологий, внутренний – узкий и крутой. Сочленение прогиба с Копет-Дагом дизъюнктивное по системе разрывов Южно-Туркменского краевого прогиба, имеющих сбросовый и сбросо-надвиговый характер. В разрезе осадочной толщи прогиба участвуют терригенно-карбонатные образования мезозойско-кайнозойского возраста мощностью, достигающей 10–14 км.

Копет-Даг и Предкопетдагский прогиб образуют явно выраженную линейную дипольную структуру в поле изостатических аномалий гравитационного поля. В пределах Копет-Дага находится максимум изостатических аномалий (около 50 мГал), в то время, как Предкопетдагский прогиб характеризуется таким же по амплитуде

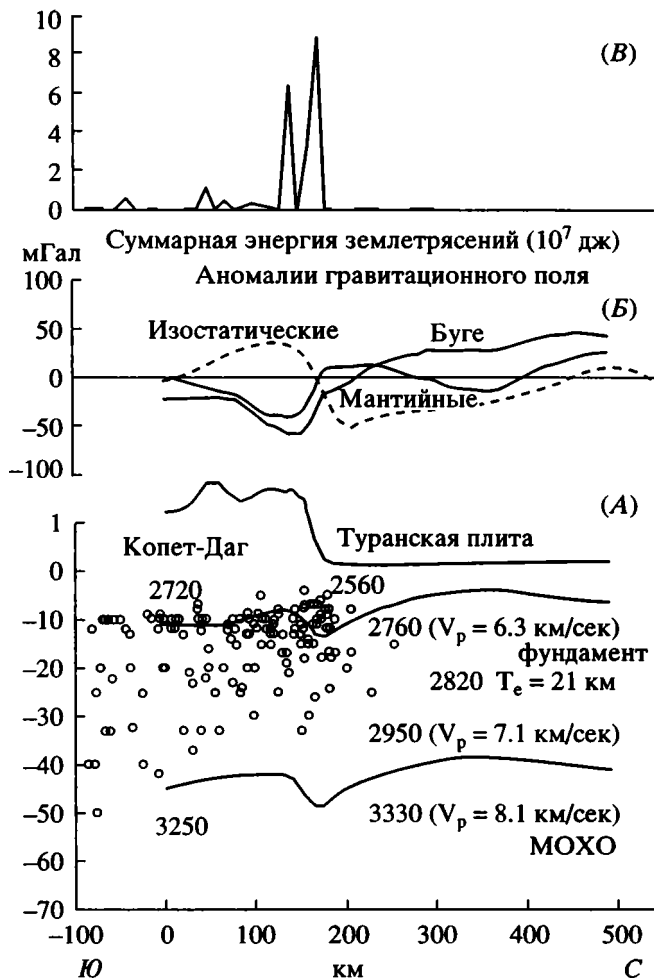


Рис. 3. А. Разрез литосферы, основанный на результатах сейсмических исследований и данных гравитационного моделирования. Все параметры, указанные на этом разрезе, усреднены в полосе шириной 100 км ортогональной к массиву Копет-Дага в его центральной части. Кружки на разрезе соответствуют положению гипоцентров землетрясений, снесенных на линию, перпендикулярную Копет-Дагу. Значения плотности на разрезе указаны в кг/м³. Б. Аномалии Буге, "остаточные" и изостатические аномалии даны в мГал. В. Суммарная энергия землетрясений, снесенных на профиль.

минимумом. Поле остаточных аномалий позволяет предположить, что под хребтом Копет-Дага находится малоплотный мантийный материал с аномальной плотностью около -50 кг/м^3 . Плотность мантии под Предкопетдагским погибом не отличается существенно от нормальной.

Отрицательные изостатические аномалии в области Предкопетдагского прогиба вместе с аномалиями противоположного знака, соответствующими главному хребту, указывают, что квази-равновесное состояние литосферных плит в этом районе обеспечивается не за счет гидростатического (Архимедова) равновесия, а механиче-

ским путем, т.е. за счет напряжений в теле литосферы. Эти напряжения могут быть обусловлены взаимодействием Туранской плиты и массива Копет-Дага.

На рис. 3 показан разрез литосферы, основанный на данных сейсмических исследований [4, 7]. Значения плотностей получены в результате гравитационного моделирования. Все параметры, указанные на этом разрезе, усреднены в полосе шириной 100 км ортогональной к массиву Копет-Дага в его центральной части. Как видно из рисунка, форма поверхности фундамента и границы Мохоровичича в пределах Туранской плиты совпадают. Эта форма, а также поведение изостатических аномалий силы тяжести позволяют предположить, что Туранская плита упруго изогнута под воздействием сил, действующих на ее южный край. Зона контакта двух плит образует ярко выраженную линейную структуру, что позволяет применить двумерный анализ для моделирования взаимодействия плит. Это можно сделать, используя известные соотношения, описывающие деформацию упругих плит. В качестве критерия правильности подбора модели мы используем соответствие рассчитанного значения вертикальной деформации упругой плиты в зависимости от положения точки на профиле $w(x)$ и реальные отклонения границ фундамента и Мохоровичича от их средних уровней. Это одна из первых работ, в которой качество используемых сейсмических данных позволяет непосредственно сравнивать наблюдаемые и предсказанные деформации. Немаловажно также, что Туранская плита является во многом уникальной структурой, где возможно наблюдать процесс деформации в чистом виде, не искаженном влиянием других процессов. В отличие от работы [10], в которой авторы впервые выполнили подобные расчеты для Туранской плиты, в данной статье используется уточненная плотностная модель.

Уравнение, описывающее деформацию упругой разорванной с одной стороны плиты (w) под действием нагрузки (p) и под воздействием горизонтальной силы (на единицу длины) T , можно записать как [10, 11].

$$d^2/dx^2 [D(x)d^2w/dx^2] + d/dx(Tdw/dx) + \rho(x)w(x) = p(x), \quad (1)$$

где ρ – суммарный плотностной контраст между нагрузкой и подстилающей астеносферой. Значение изгибной жесткости D следующим образом соответствует значению эффективной мощности упругой плиты T_e :

$$D = ET_e^3/[12(1 - \nu^2)], \quad (2)$$

где модуль Юнга $E = 10^{11} \text{ N/m}^2$, а коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$. Граничные условия в точке

контакта плит можно записать следующим образом:

$$-Dd^2w/dx^2 = M, \quad (3)$$

где M – это изгибающий момент (на единицу длины контакта плит), действующий в месте разрыва.

Условие изостазии запишется следующим образом:

$$d/dx[Dd^2w/dx^2] = Tdw/dx. \quad (4)$$

Третье и четвертое необходимые граничные условия можно записать следующим образом:

$$w \rightarrow 0 \text{ и } dw/dx \rightarrow 0 \text{ при } x \rightarrow \infty. \quad (5)$$

Для решения этих уравнений использовался метод конечных разностей (см., например, [11]). В качестве поверхностной нагрузки P использовался приведенный рельеф (суммарная нагрузка, обусловленная топографией и плотностными неоднородностями осадочного чехла), а $\rho(x)$ в выражении (1) – суммарный плотностной контраст между поверхностной нагрузкой и плотностью в основании литосферы определяется перепадом плотности на границе Мохо и также зависит от положения точки на профиле. Его значение бра-лось в соответствии с результатами, полученны-ми при гравитационном моделировании.

Амплитуда деформации Туранской плиты за-висит от значения эффективной мощности упру-гой плиты (T_e) и сил, действующих на ее край, так как остальные параметры взяты на основании априорных данных. Расчетные положения границ фундамента и Мохо, полученные в результате численного решения приведенной выше системы уравнений, показаны на рис. 4 и 5 (пунктирные линии) вместе с фактическими границами (сплошные линии). Оказалось, что форма деформированной плиты (положение максимума соответствующего Центрально-Каракумскому своду) определяется только эффективным значением мощности упру-гой плиты, которое оказалось равным $T_e = 21 \pm 3$ км. Это значение меньше полученного авторами ранее для усредненной модели (25 км) [10].

Необходимая амплитуда деформации плиты может быть обеспечена при различных комбина-циях горизонтальной силы T и изгибающего мо-мента M . Кроме того, поверхностная нагрузка P зависит от пространственного положения разры-ва плит, которое также не является строго опре-деленным. Невозможно определить конкретный вклад каждого из этих факторов, не прибегая к дополнительным предположениям о возможном механизме взаимодействия плит. Далее мы рас-суждаем некоторые геодинамические схемы, обсуждавшиеся в литературе применительно к структурам подобным Копет-Дагу.

Можно предположить, что южный край Ту-ранской плиты находится в районе северного склона Копет-Дага, т.е. контакт двух плит явля-

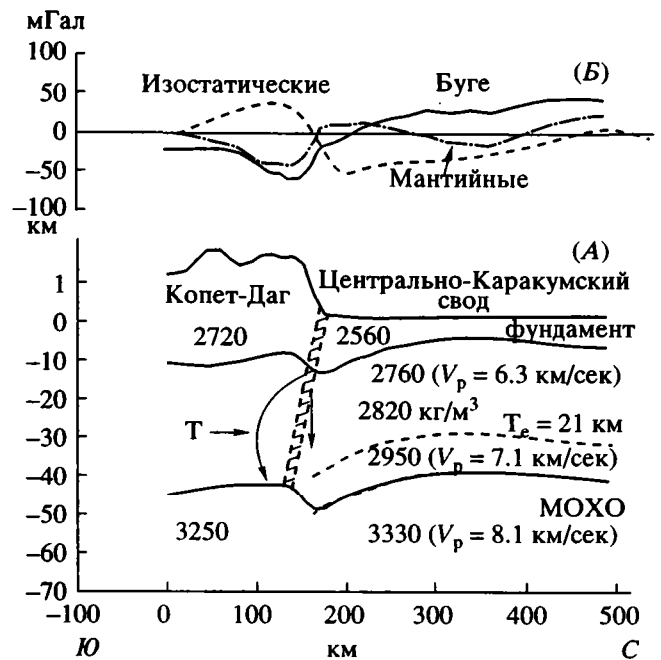


Рис. 4. А. Схематическое изображение первого и вто-рого вариантов геодинамической модели взаимо-действия Копет-Дага и Туранской плиты. Эти модели соответствуют “жесткому” контакту двух плит, ко-торый условно представлен заштрихованной зо-ной. T – горизонтальное давление, M – изгибающий момент, P – вертикальная нагрузка. $T_e = 21$ км – эф-фективное значение мощности упругой плиты. Штриховая линия соответствует теоретически рас-считанной деформации плиты. Остальные обозна-чения см. на рис. 3А и 3Б.

ется “жестким” и соответствует зоне глубинного разлома (рис. 4). В этом случае нагрузка Копет-Дага не может обеспечить необходимую степень деформации Туранской плиты. Можно предпо-ложить, что дополнительная сила, воздействующая на край Туранской плиты, обусловлена горизон-тальной силой (T), возникающей в результате столкновения Копет-Дага и Туранской плиты. Величина этой силы (в расчете на единицу дли-ны) оценивается в 1.25×10^{13} N/m. Необходимо от-метить, что эта оценка существенно неустойчива. Это означает, что меньшие значения не приведут практически ни к каким деформациям, в то вре-мя, как бoльшие значения приведут к неконтро-лируемым деформациям и разрушению плиты. В этом случае линейная теория, описанная выше, вообще не применима. В таком случае логично предположить, что необходимый уровень под-держивается динамически, за счет постоянного сближения плит, наряду с взаимным перемещени-ем вдоль разлома. При этом происходит постоян-ное разрушение Туранской плиты, а Копет-Даг является частично продуктом этого разрушения. Аномально низкие значения плотности подкоро-вого слоя под Копет-Дагом обусловлены тем, что

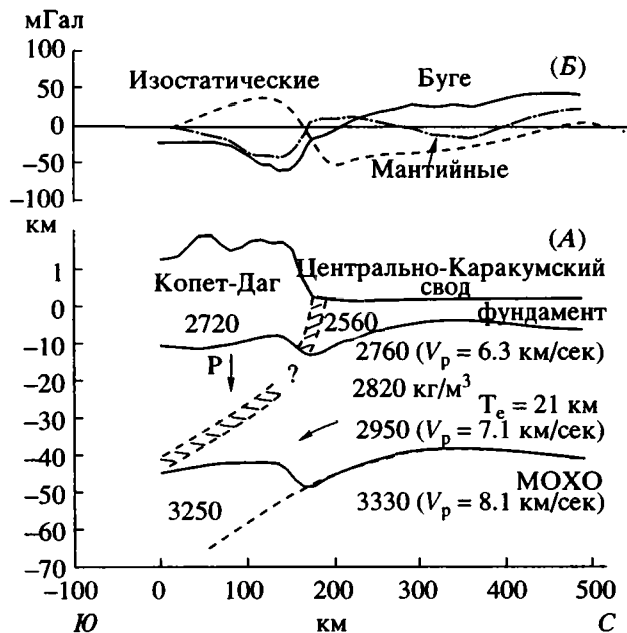


Рис. 5. А. Схематическое изображение третьего варианта геодинамической модели Копет-Даг – Туранская плита. Представлена модель субдукции части Туранской плиты под Копет-Даг. Знак вопроса показывает “условность” положения зоны раздела плит под Копет-Дагом. P – вертикальная нагрузка. $T_e = 21$ км – эффективное значение мощности упругой плиты. Остальные обозначения см. на рис. 4А и 4Б.

в случае, если эта модель верна, здесь присутствует коро-мантийная смесь.

Следствием столкновения литосферных плит может быть также “выдавливание” Копет-Дага вверх. Это приведет к перераспределению нагрузки хребта между северной и южной плитами, между которыми находится Копет-Даг, и возникновению изгибающего момента M , значение которого оценивается в 7×10^{16} Дж, как следует из уравнения (1). Этот момент достаточен, чтобы обеспечить необходимую амплитуду деформации Туранской плиты. Тем не менее, в чистом виде эта модель взаимодействия плит вряд ли имеет место, так как в соответствии с ней непонятно происхождение anomalously разуплотненного мантийного вещества под Копет-Дагом. Скорее можно предположить эту схему, как элемент предыдущей модели, тем более, что по сути своей они близки и сильно отличаются от нижеследующей модели взаимодействия плит в этом регионе.

В соответствии с третьей моделью предполагается, что происходит субдукция части Туранской плиты под Копет-Даг (рис. 5). При этом мантийная часть литосферы и наиболее плотная часть консолидированной коры постепенно погружаются в южном направлении, а средняя и верхняя части отделяются предположительно в области главного разлома и формируют хребет Копет-Дага. В таком случае, позиция границы M под Копет-Дагом, определенная не очень надежно по

разрозненным сейсмологическим данным, на самом деле представляет наклонную субгоризонтальную границу, разделяющую наложенные плиты, а малоплотная мантия под Копет-Дагом является на самом деле частью консолидированной коры Туранской плиты. Неопределенность решения обратной задачи гравиметрии позволяет допустить это предположение, так как в описанной выше плотностной модели литосферы отрицательная аномалия под Копет-Дагом “размазана” до глубины 100 км и необходимая аномалия плотности будет существенно больше по амплитуде, если сосредоточить ее в слое 10–20 км. Важно отметить, что в таком случае нагрузка Копет-Дага полностью обеспечивает наблюдаемую деформацию Туранской плиты и нет необходимости вводить дополнительные силы.

Сами по себе, три описанные модели равноправны, однако совместный анализ их параметров с другими геолого-геофизическими данными позволяет сделать некоторые определенные выводы. На рис. 3 показано положение на разрезе очагов землетрясений, а также распределение суммарной сейсмической энергии по профилю. Из рисунка видно, что резкий пик выделившейся сейсмической энергии соответствует северному склону Копет-Дага, что свидетельствует в пользу первой модели “жесткого” взаимодействия плит. Область высокой сейсмической активности соответствует в этом случае зоне, в которой происходит разрушение Туранской плиты. Трудно также представить возможность погружения сравнительно легкой континентальной коры в верхнюю мантию. Все вместе это определенно указывает на ошибочность третьей модели взаимодействия плит в чистом виде. Однако возможна комбинация третьей и первой моделей. Можно предположить, что мантийная часть литосферы Туранской плиты, возможно с частью нижней коры, погружается в мантию под Копет-Дагом, а оставшаяся часть коры отделяется от нижележащей литосферы и разрушается. Место разрыва и разрушения соответствует положению максимума сейсмической энергии. В пользу этого предположения говорит также тот факт, что в погружающейся части плиты отсутствуют очаги землетрясений, так как в ней отсутствуют существенные напряжения. Окончательный вывод о справедливости какой-либо из моделей можно сделать получив более определенные данные о структуре литосферы под Копет-Дагом.

МУРГАБСКАЯ ВПАДИНА

Мургабская впадина, известная также, как Восточно-Туркменская синеклиза, сложена мезозойскими и кайнозойскими отложениями, мощностью до 15 км. Другие характеристики существенно отличают ее от Южно-Каспийской впадины. В соответствии с изостатической моделью аномальная плотность подкорового слоя литосферы составляет около $+40 \text{ кг/м}^3$. Изостатические аномалии

близки к нулю в пределах этого региона, что свидетельствует о близости его к состоянию изостатического равновесия.

Исходные данные, на которых основана полученная модель для района Мургабской впадины недостаточно надежны. В первую очередь это относится к мощности коры и плотности осадков, которая вычислялась по тем же зависимостям, что и для Предкопетдагского прогиба. Таким образом, полученные для этой структуры выводы следует считать предварительными. В частности, некоторое увеличение средней плотности осадков позволило бы избежать увеличения плотности подкорового слоя, так как природа этого уплотнения не вполне ясна. Можно предположить, что в мезозое эта область подвергалась воздействию нисходящих мантийных потоков, возможно связанных с восходящими потоками предположительно существовавшими в это же время в районе Центрально-Каракумского свода. Седиментация, и последующее остывание мантийного материала привели к изостатически компенсированному прогибу с амплитудой около 12 км. В настоящее время сформировавшаяся ранее структура стабильна и "вморожена" в окружающую литосферу.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТЯНЬ-ШАНЯ

В восточной части исследованной области располагаются западные отроги Тянь-Шаня. Тектоника, глубинная структура и изостазия Тянь-Шаня были предметом многочисленных исследований. Результаты, полученные в данной работе, подтверждают предположение, что изостатическая компенсация этой структуры осуществляется локально, но не в соответствии со схемой Эри, и существенная ее часть обеспечивается за счет малоплотного мантийного корня. Его следы протягиваются вплоть до Аральского моря. Согласно полученной плотностной модели литосферы, аномальная плотность подкорового слоя достигает под Тянь-Шанем -100 кг/м^3 , что соответствует значению "остаточных" аномалий около -150 мГал (рис. 1). Изостатические аномалии в пределах данной структуры также близки к нулю. Таким образом, можно заключить, что неотектоническая активизация Тянь-Шаня является результатом подъема аномально легкого мантийного материала и внедрения его непосредственно под кору. Взаимодействие плит вследствие движения Индийской плиты на север вызывает нарушение изостатического равновесия за пределами исследованного региона.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ГРАДИЕНТЫ ИЗОСТАТИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ КАК ИНДИКАТОР АКТИВНЫХ ГРАНИЦ ЛИТОСФЕРНЫХ БЛОКОВ

Геологические данные указывают на многочисленные разломы, покрывающие исследуемый регион, но только небольшая часть из них акти-

визирована в настоящее время (от 10 до 20%). Взаимодействие блоков коры вдоль этих разломов определяет сейсмическую активность. Выделение их на основании анализа гравитационных данных является существенным практическим результатом. При смещениях по разломам возникают скачки плотности, проявляющиеся в гравитационном поле как "гравитационные ступени" — зоны повышенных значений горизонтальной составляющей градиентов поля силы тяжести, характеризующие границы, вдоль которых осуществляются как горизонтальные, так и вертикальные перемещения блоков. Значение градиента прямо связано с амплитудой этих перемещений, поэтому они могут использоваться как показатель активности разлома. Важно и то, что гравитационное поле измерено с достаточной детальностью в морских районах, где мало геологических данных. Использование информации о поле силы тяжести предоставляет уникальную возможность для построения схемы активных межблоковых границ исследуемого региона.

Зоны повышенных значений горизонтальных градиентов поля силы тяжести не всегда могут соответствовать зонам глубинных разломов. Например, в аномалиях Буге исключительно большие значения горизонтальных градиентов поля связаны с изменениями толщины земной коры, которые не обязательно вызваны разломами. Максимальные градиенты аномалий в свободном воздухе связаны с локальными изменениями топографии. С нашей точки зрения, наиболее удобной формой представления поля силы тяжести для изучения дизъюнктивных дислокаций коры являются изостатические аномалии силы тяжести, в которых учтено влияние как топографических масс и плотностных неоднородностей верхних горизонтов (неконсолидированных осадков), так и влияние их изостатической компенсации. Поэтому можно предполагать, что относительно небольшие аномалии, обусловленные раздробленностью коры, наиболее полно выявляются при изостатической редукции гравитационного поля, а модули горизонтальных градиентов таких аномалий будут в большинстве случаев соответствовать зонам тектонических нарушений.

На основании полученных ранее изостатических аномалий (рис. 2) были рассчитаны модули горизонтальной составляющей градиентов их поля. Поле градиентов представляет собой сложную картину, в которой отображается сложная и иерархически организованная структура земной коры региона. Для выявления активных межблоковых границ определены максимумы горизонтальных градиентов изостатических аномалий. Каждая отмеченная точка является максимальной по отношению к двум соседним хотя бы в двух из четырех возможных направлений: по горизонтали, вертикали и двум диагоналям (рис. 6). Повышенные значения модулей горизонтальных

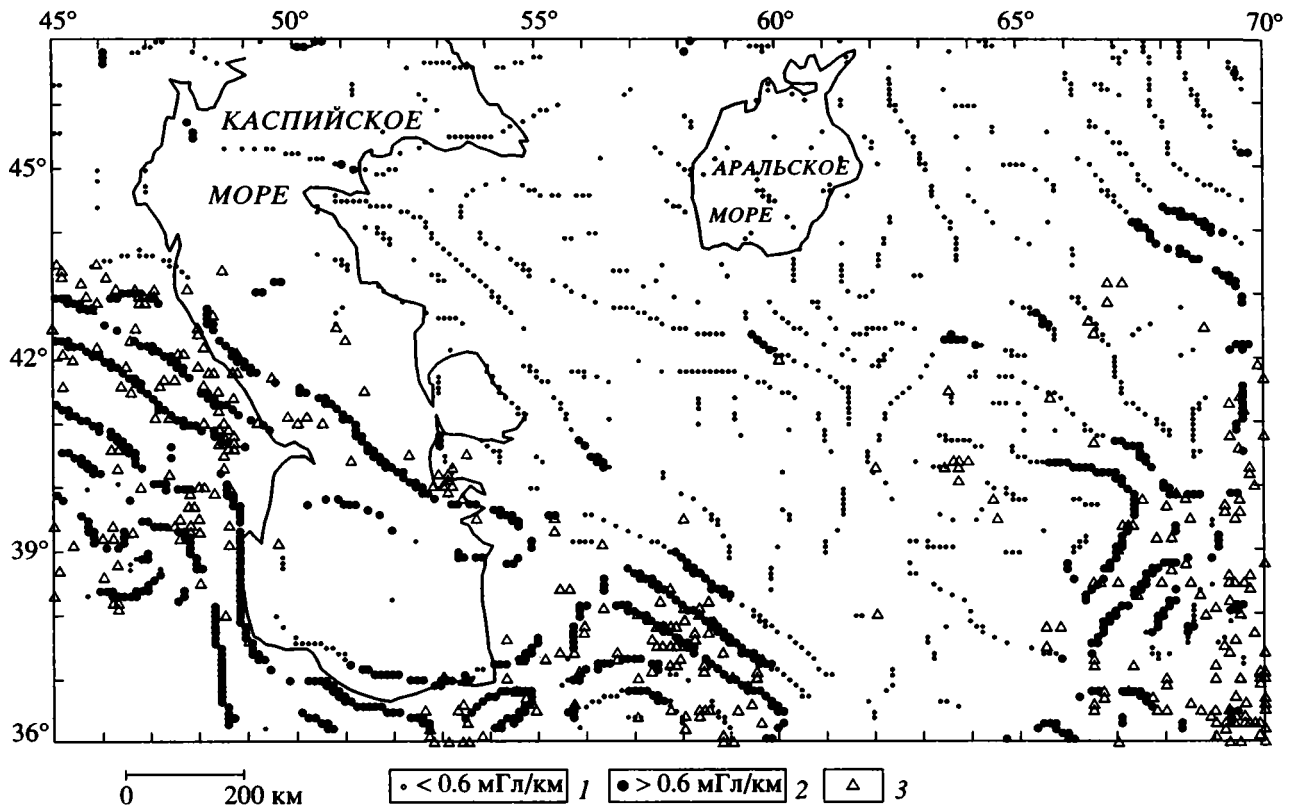


Рис. 6. Схема максимальных значений горизонтальных градиентов изостатических аномалий силы тяжести для Кавказа, Копет-Дага и сопредельных регионов. 1 – точка, максимальная по отношению к двум соседним хотя бы в двух из четырех возможных направлений: по горизонтали, вертикали и двумя диагоналям; 2 – значения модулей горизонтальных градиентов больше 0.6 мГал/км; 3 – эпицентры землетрясений с магнитудой больше 5.5.

градиентов изостатических аномалий которые могут соответствовать активным межблоковым границам, отмечены на этом рисунке жирными значками, они достигают в изученном регионе 2.2 мГал/км. В целом, выделенные точки почти повсеместно объединяются в протяженные зоны, которые в свою очередь формируют системы межблоковых границ. Восточный Кавказ имеет 5–6 субпараллельных линеамента, с близкими амплитудами горизонтальных градиентов. Структура градиентных зон в пределах Туранской плиты и Копет-Дага характеризуется меньшей раздробленностью, чем западная часть Каспия и примыкающий к ней район Кавказа и Скифской плиты. Фактически здесь можно выделить только две границы, отделяющие массив Копет-Дага от прилегающих областей. Такая конфигурация хорошо соответствует приведенной выше модели взаимодействия плит, согласно которой активные процессы протекают в сравнительно узкой зоне контакта Копет-Дага и Туранской плиты. Две области повышенных значений градиентов соединяют горные системы Кавказа и Копет-Дага: одна пересекает Каспийское море вблизи Апшеронского порога, вторая оконтуривает Каспийское море с юга. В этой сложной картине белым пятном выде-

ляется южная часть Каспийского моря – Западно-Туркменская впадина, структура которой, как было показано в предыдущем разделе, характеризуется разогретой и слабой (в механическом смысле) литосферой. В восточной части приведенной на рис. 6 области видны системы межблоковых границ западных отрогов Памира и Тянь-Шаня. На этом рисунке также показаны эпицентры землетрясений с магнитудой более 5.5, практически все они соответствуют зонам концентрации повышенных градиентов поля изостатических аномалий. В пределах Туранской плиты и северной части Каспийского моря выделяются хорошо видимые системы линеаментов, характеризующиеся сравнительно небольшими значениями градиентов (менее 0.6 мГал/км). Они представляют структуры “второго” порядка. Можно предположить, что это следы межблоковых границ, которые были активны в прошлом.

Большинство выявленных нами градиентных зон является объективной реальностью и отображают крупные зоны тектонических нарушений преимущественно дизъюнктивного типа. Тектоническое значение выявленных зон и их геологическая идентификация представляют практический интерес.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показало, что исследуемый район характеризуется существенными нарушениями изостатического равновесия, связанными с протекающими здесь тектоническими процессами и высоким уровнем сейсмической активности. Исключительно важную роль в этих процессах играет распределение плотностных неоднородностей в верхней мантии. Совместный анализ плотностных неоднородностей литосферы и нарушений изостазии позволил сделать определенные выводы о характере тектонических процессов, протекающих в регионе, а также использовать механическое моделирование, чтобы протестировать и проверить возможность определенных тектонических схем. Совместное использование "остаточных" аномалий силы тяжести, которые можно назвать также мантийными, так как они характеризуют плотностные неоднородности подкорового слоя, и изостатических аномалий позволяет оценить характер, движущую силу, направленность и интенсивность тектонических процессов. По нашему мнению, эти два типа редукций гравитационного поля являются важнейшими для изучения тектоники любого региона. Эта работа частично выполнена при поддержке РФФИ (проект № 96-05-65212).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьев М.Е., Белов А.П., Кабан М.К., Караев А.И.* Изостазия литосферы Туркмении // Геотектоника. 1992. № 1. С. 68–83.
2. *Артемьев М.Е., Голланд В.Э., Ниаури Г.А.* Новые данные по изостазии Кавказа // Известия АН СССР. Физика Земли. 1986. № 2. С. 85–93.

3. *Аширов Т.А.* Геотермическое поле Туркмении. М.: Наука, 1984. 159 с.
4. *Власов О.К.* Глубинное строение и геофизические особенности земной коры территории Туркменистана. Ашгабат: Ылым, 1981. 152 с.
5. *Горшков Г.П.* Сейсмоструктура Копет-Дага. М.: Наука, 1987. 52 с.
6. *Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А.* Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // ДАН СССР. 1990. Т. 312. № 4. С. 830–835.
7. *Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р., Семенова Г.И.* Строение литосферы Евразии. М.: Междугосударственный геофизический комитет РАН. 1992. 266 с.
8. *Смирнов Я.Б.* Карта тепловых потоков и глубинных температур территории СССР. М.: Главное управление геодезии и картографии при СМ СССР. 1980.
9. *Artemjev M.E., Kaban M.K., Kucherinenko V.A., Demjanov G.V., Taranov V.A.* Subcrustal density inhomogeneities of the Northern Eurasia as derived from the gravity data and isostatic models of the lithosphere // Tectonophysics. 1994. V. 240. P. 248–280.
10. *Artemjev M.E., Kaban M.K.* Density inhomogeneities, isostasy and flexural rigidity of the lithosphere in the Transcaspien region // Tectonophysics. 1994. V. 240. P. 281–297.
11. *Sheffels B., McNutt M.* Role of subsurface loads and regional compensation in the isostatic balance of the Transverse Ranges: CA: evidence for intracontinental subduction // J. Geoph. Res. 1986. V. 91. P. 6419–6431.
12. *Zobak M.L.* First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B8. P. 11703–11728.

Рецензент: Н.В. Короновский

The Deep Structure and Geodynamics of the Tectonic Features in Turkmenistan and Adjacent Areas: Gravity Evidence

M. K. Kaban, M. E. Artemjev, D. I. Karaev, and A. P. Belov

Joint Institute of Earth Physics, Russian Academy of Sciences, B. Gruzinskaya 10, Moscow, 123810 Russia

Abstract—Gravity, seismic, and geological data were used for developing density and mechanical models of the lithosphere in the region of the Kopet Dag and adjacent areas. According to the developed gravity model, the abnormal density of the upper mantle beneath the western Tien Shan amounts to about -100 kg/m^3 , and beneath the Kopet Dag it is -80 kg/m^3 . The upper mantle in the region of the Murgab depression and in the central part of the Caspian Sea has the opposite parameters: $+40$ – $+50 \text{ kg/m}^3$. The combination of the properties of the lithosphere in the southeastern part of the Caspian Sea suggests that this structure is an analog of marginal seas. Mechanical modelling reveals that the outlines of the Turan plate can be explained by its elastic bending under the influence of forces applied at the zone of its contact with the Kopet Dag. The effective thickness of the elastic plate is 21 km. Several mechanisms of interaction are considered possible: (1) partial subduction of the Turan plate beneath the Kopet Dag; (2) "rigid" contact of the two plates leading to a gradual crumbling of the Turan plate under the pressure from the south as the plates converge and the Kopet Dag is "squeezed out". Analysis of isostatic gravity anomalies demonstrates that the lithosphere of the Kara Bogaz Gol arch is shifted upward as compared to the state of equilibrium. Studying horizontal gradients of isostatic anomalies made it possible to identify the main boundaries between lithospheric blocks and assess the degree of activity of these boundaries.

УДК 551.24

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ И ИХ АНСАМБЛИ (IV Всероссийский симпозиум по экспериментальной тектонике и структурной геологии; VI Всероссийская школа по структурному анализу кристаллических комплексов)

14–17 октября 1997 г. в Москве состоялся IV Всероссийский симпозиум по экспериментальной тектонике и структурной геологии. Он был организован соответствующей секцией Межведомственного тектонического комитета. Симпозиум был посвящен обсуждению учения о структурных парагенезах и проводился совместно с VI Всероссийской школой по структурному анализу кристаллических комплексов.

Учение о структурных парагенезах возникло в Советском Союзе, развивается уже более четырех десятилетий и имеет большое значение для теоретической и практической геологии. Оно получило широкое распространение, преподается в вузах.

Перед симпозиумом-школой стояли две задачи. Во-первых, следовало обсудить современное состояние парагенетического анализа структур и результаты его применения и, во-вторых, издать сборник научных сообщений на эту тему, сопровождающийся списком литературы по парагенетическому анализу структур. Издание сборника с богатой библиографией представлялось не менее важным, чем обсуждение проблемы на симпозиуме, так как такой сборник стал бы пособием в научно-исследовательской и преподавательской работе.

Обе задачи были с успехом выполнены. На симпозиум-школу было представлено более ста двадцати аннотированных заявок на доклады учеными основных научных центров из многих городов страны. После рецензирования оргкомитет принял более ста заявок. Авторы 96 докладов прислали краткие изложения своих докладов со списками литературы, позволяющей полнее вникнуть в тему доклада. Эти научные сообщения опубликованы [Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. 282 с.]. Помещенный в сборнике общий список использованной литературы содержит 748 названий. В обсуждении проблемы на симпозиуме приняли участие более 100 ученых. Обсуждались как отдельные доклады (устные и стендовые), так и наиболее важные “узловые” вопросы рассматриваемой проблемы в форме свободной дискуссии “круглого стола”.

Тема симпозиума-школы развивалась по следующим направлениям: 1) современное состояние учения о парагенезах структур и проблемы дальнейшего развития парагенетического анализа структур; 2) парагенезы структур как геологические тела, возникающие при деформациях толщ; 3) внутреннее строение парагенезов структур; 4) сочетания парагенезов структур в ансамбли и типы последних; 5) роль метаморфизма, метасоматоза, выщелачивания, образования жильных и магматических тел в формировании структурных парагенезов и их ансамблей; 6) рудоносность парагенезов структур; 7) моделирование парагенезов структур и их ансамблей.

Обсуждение показало, что парагенезы структур изучаются широко, но подходы к их изучению весьма разнообразны и единое понимание парагенетического анализа структур пока еще не сформировалось. Описаны многочисленные структурные парагенезы в осадочных и кристаллических комплексах. В последних они имеют специфичное строение, характерны для докембрийских сильно метаморфизованных толщ и в значительной мере связаны с течением вещества. В структурах, связанных с горизонтальными движениями земной коры, детально охарактеризованы структурные рисунки и парагенезы структур в зонах сдвигов, надвигов, раздвигов. Рассмотрены модели формирования надвиговых дуплексов, показано значение сдвиговых дуплексов для рудообразования. Особое внимание было уделено структурным парагенезам типа “сдвигов” (“структур тектонического сшивания”, “сутур”). Более пристальное внимание, чем прежде, привлекают сейчас парагенезы купольных структур, диапиров, соляной тектоники, особенно в связи с нуждами нефтяной геологии. По-видимому, это направление исследований будет интенсивно развиваться.

В ряде докладов подчеркнута роль “нетрадиционных” членов структурных парагенезов, т.е. тел и тектонических структур, связанных не с обычной деформацией горных пород, а с процессами растворения и перетолжения вещества при деформации на всех масштабных уровнях, от микроскопических до многокилометровых (метасоматических тел, жильных полей, микроструктур растворения под давлением и др.). Эти

члены структурных парагенезов, во-первых, указывают на значительную роль жидкой фазы в деформационном процессе и, во-вторых, теснейшим образом связаны с образованием металлоносных флюидов и с рудообразованием.

Многие авторы отмечали необходимость многогранного анализа структурных парагенезов, что позволяет лучше понять механизмы образования структур разных размеров. Геологическая среда содержит множество разных по величине неоднородностей, которые, являясь концентраторами напряжений, активно влияют на ход деформационного процесса и определяют специфику структурных парагенезов того или иного ранга.

В обсуждении был затронут и вопрос о нелинейных эффектах в структурной геологии, о признаках нелинейности среды, проявляющихся в строении структурных ансамблей. По существу, сами структурные парагенезы и, особенно, их ансамбли являются проявлением нелинейных эффектов процесса самоорганизации, связанной с преодолением критических состояний среды и, соответственно, нарушением принципа суперпозиции при развитии деформационных процессов. Это относится и к пликвативным, и к дизъюнктивным нарушениям и отражает фундаментальные свойства геологической среды. Фрактальный анализ зон динамического влияния разломов показывает, что относительные количества крупных и мелких

разрывов остаются неизменными в широком диапазоне масштабов: от сантиметров до десятков километров. Деструктивный процесс характеризуется определенным соотношением образующихся мелких и крупных обломков и блоков.

Живое обсуждение вызвал вопрос терминологии и классификации структурных парагенезов. Классифицировать парагенезы можно либо путем обобщения эмпирических данных, либо на генетической основе. Оба подхода имеют свои положительные и отрицательные стороны, и симпатии к ним у участников дискуссии разделились.

В целом обсуждение проблемы структурных парагенезов прошло весьма активно и плодотворно, а опубликованные материалы совещания заслуживают внимательного изучения и широкого использования специалистами в дальнейших исследованиях.

Помощь и материальную поддержку в организации симпозиума-школы оказали Геологический институт РАН, Объединенный институт физики Земли РАН, Объединенный институт геологии, геофизики, минералогии и геологии нефти и газа СО РАН, Геологический факультет МГУ. Участники симпозиума-школы выражают им искреннюю благодарность.

А. В. Лукьянов

УДК 551.24

СОВЕЩАНИЕ “ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА: ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ”

Очередное 31-е Тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета ОГГГТ РАН состоялось 27–30 января 1998 г. и было посвящено теме “Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты”. Совещание проводилось при участии Геологического института РАН и Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и было посвящено 60-летию Геологического факультета МГУ и 50-летию проведения тектонических совещаний комитета.

В работе Совещания приняло участие более 450 ученых России и стран СНГ, на пленарных и секционных заседаниях заслушано 89 устных докладов. Секционные заседания были посвящены следующим вопросам: (А) тектоника и геодинамика раннего докембрия, (Б) неотектоника и современная геодинамика, (В) тектоника и геодинамика Альпийского пояса Евразии, (Г) тектоника и геодинамика океана, (Д) тектоника и геодинамика Урала, палеозой Сибири, Казахстана, Тянь-Шаня, (Е) тектоника и геодинамика платформ и краевых морей Евразии.

Тематика совещания, сформулированная в его названии, достаточно точно выражает существо наиболее общих проблем, стоящих в настоящее время перед тектоникой, а именно переход от различного рода тектонических реконструкций и феноменологических обобщений к проникновению в суть процессов, к выяснению их причин и движущих сил и механизмов, т.е. к тому, что соответствует понятию “геодинамика”. Характерной чертой их решения на современном уровне является привлечение методов смежных дисциплин, таких, как геофизика, механика, петрология, метаморфическая геология, математическое моделирование и пр. Эти тенденции выражены в наиболее развитых тектонических исследованиях за рубежом и достаточно отчетливо прослеживаются в отечественной науке. Они отражены в программе Совещания, на котором, наряду с собственно тектоническими – геодинамическими проблемами, были рассмотрены геофизические, петрологические и пр. предпосылки и аспекты создания геодинамических моделей и реконструкций. Значительное количество докладов было посвящено проблемам глубинного строения и глубинным процессам и увязке их в рамках единых моделей с процессами в приповерхностных слоях земной коры. Доклады соответствующего профиля были в основном вынесены на пленарные заседания.

Несколько докладов было посвящено анализу строения и глубинной геодинамике Земли.

Ю.М. Пушаровский на основе анализа сейсмо-томографических карт выделил в мантии Земли шесть геосфер: верхнюю мантию, подразделенную на верхнюю и нижнюю части (поверхность раздела между ними проходит на глубине 410 км), среднюю мантию, отделенную от верхней зоной раздела I, нижнюю мантию, отделенную от средней зоной раздела II. При этом слой “D” соответствует нижней части нижней мантии. По особенностям контуров сейсмических аномалий, их сочетаниям, размерам и степени контрастности сделан вывод, что каждая геосфера характеризуется изменчивостью геодинамических обстановок как по вертикали, так и по горизонтали. Распределение геодинамических обстановок отражает нелинейное воздействие на геосферы разнообразных факторов, сопровождающих развитие геосфер как открытых систем.

Результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных по уникальному региональному геотраверсу Кольский полуостров–Алтай представлены А.С. Егоровым. Полученные данные позволяют пересмотреть исходные параметры при моделировании земной коры Евразийского континента. Установлено, что до 80% его разреза слагается блоками с древней корой континентального типа, что с шовными межблоковыми зонами связаны системы разноглубинных шарьяжно-надвиговых, сдвиговых дислокаций, что существует резкая дисгармония разноглубинных уровней земной коры с отличным стилем деформаций, разделяемых субгоризонтальными зонами деструкции.

Современные геологические данные, как это следует из доклада А.А. Моссаковского, Ю.М. Пушаровского и С.В. Руженцева, значительно конкретизируют представления о тектонической асимметрии Земли. Сравнительное изучение пространственного распространения структур тихоокеанского и индо-атлантического типов позволили авторам сделать два фундаментальных вывода: 1) Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты в той или иной форме существовали в течение всего неогена и 2) существует общая направленность геологического развития Земли – прогрессивное увеличение размеров Индо-Атлантического сегмента за счет Тихоокеанского.

Особенность этого процесса – противоречивость и нелинейность.

Новые сейсмические модели земной коры и верхней мантии были представлены Н.И.Павленковой. По данным ОГТ, в верхней коре выделяются круто наклоненные сейсмические границы, трассирующие на глубину известные по геологическим данным разломы. Субгоризонтальные сейсмические границы в коре являются обычно частью листрических разломов. Установлена почти повсеместная мелкая расслоенность нижней коры, которая получила собственное название – "зона рефлексивити". Четко не выделяется и граница М. По данным ГСЗ, эта граница совпадает с подошвой "зоны рефлексивити", отделяя расслоенную нижнюю кору от практически прозрачной мантии. Перспективной моделью границы М является модель градиентного переходного слоя с анизотропными включениями, скорости в которых максимальны по горизонтали и выше 8 км/с в низах этого слоя. Данные ГСЗ выявили сложную неоднородность и верхней мантии. В верхах мантии (до глубины ≈100 км) выделяется слой с четко выраженной блоковой структурой. Различаются сейсмические границы на глубине 410, 520 и 680 км.

Проблемы физического и математического моделирования геодинамических процессов были затронуты в докладе Н.Л. Добрецова и А.Г. Кирдяшкина. Показано, что конвекция в нижней мантии происходит либо в переходном режиме от нестационарной к турбулентной конвекции, либо в режиме развитой турбулентной конвекции. Смоделированы условия существования конвекции в двухслойной системе, согласно которым конвекция в мантии находится в режиме корреляции опускающихся и поднимающихся течений в верхней и нижней мантии. Определено влияние зон субдукции на пространственную структуру и размеры конвективных ячеек в нижней мантии.

Данные о сейсмической анизотропии верхней мантии областей различного типа были представлены Л.П. Винником. По этим данным, в молодых орогенах, развивающихся в обстановке сжатия, измерения мантийной анизотропии обычно свидетельствуют о течении, параллельном простиранию хребтов. Для рифтовых зон характерно течение в направлении растяжения, наблюдаемого в коре. Под докембрийскими платформами мантийная анизотропия связана с движением плит.

В.Д. Котелкиным и Л.И. Лобковским представлены результаты численного моделирования нестационарной двумерной конвекции в кольцевом мантийном слое. По результатам экспериментов установлено, что устойчивая циклическая смена направления вращения в конвективных ячейках достигается при введении нелинейной реологической зависимости эффективной вязкости мантии от интенсивности ее движения.

Отражению главных тектонических элементов Сибирской платформы в глубинном строении земной коры посвятили свой доклад Ю.М. Эринчек, Е.Д. Мильштейн, Н.Н. Колесник, А.В. Егоркин. Сделан вывод о том, что основные тектонические структуры платформы (Вилуйская, Ангаро-Тасеевская, Тунгусская синеклизы и Анабарская, Непско-Ботуобинская, Алданская, Байкитская антеклизы) разнятся по типам скоростных разрезов земной коры.

Явление вертикальной аккреции сиалического слоя земной коры было подробно рассмотрено в докладе М.Г. Леонова и С.Ю. Колодяжного. Кроме наращивания мощности коры за счет подслаивания снизу и переработки вещества при внутрикоровых процессах, увеличение объема коры может происходить путем наслаивания сверху.

Реакция кристаллического цоколя при формировании складчатых поясов в процессе горизонтального сжатия на стадии формирования основных складчатых и покровных структур обсуждалась в докладе М.Л. Соминим. Волнение цоколя в деформации в зависимости от конкретных условий проявляется в разной степени, в разной форме и в разном месте.

Е.В. Артюшковым предложен механизм выведения на поверхность метаморфических блоков, согласно которому блоки эклогита захватывают менее крупные блоки пород верхней коры при сжатии в эпохи складчатости.

По данным А.Л. Книппера и А.Я. Шараськина, эксгумация пород верхней мантии и нижней коры может быть осуществлена в процессе простого растяжения литосферы. На это указывают геологические данные по многим офиолитовым разрезам, в которых присутствуют своеобразные брекчии, слагающие "пласт" тектонически переработанных и частично переотложенных пород, отделяющий вулканическую часть разреза от верхнемантийных перидотитов и коровых габбро. Это офикальциты или брекчии, сложенные обломками метаморфизованных габбро и свежих диабазов. Зоны брекчирования образуются при тектоническом расслоении литосферы в процессе рифтогенеза и затем при подъеме мантийного диапира выводятся на поверхность морского дна, где брекчии глубинных пород цементируются осадочным материалом, а затем переотлагаются. Брекчии являются типоморфной геологической формацией, указывающей на начальные стадии внутриконтинентального или окраинно-континентального рифтогенеза. Предложенный механизм формирования брекчий существенно ограничивает возможности применения моделей рифтогенеза за счет эклогитизации пород нижней коры.

Современные проблемы тектоники Арктического океана затронуты в докладе Н.А. Богданова.

Его наиболее древней частью является Амеразийский бассейн, образовавшийся в раннем мелу от 125 до 115 млн. лет назад, тогда как Евразийский заложился 45 млн. лет тому назад и продолжает развиваться в настоящее время.

Проблемам террейнового анализа было посвящено несколько докладов.

Классификацию террейнов Забайкалья, аккрецированных к Сибирскому кратону в конце рифея, в раннем и позднем палеозое, провели А.Н. Булгатов, И.В. Гордиенко.

Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового (центральноазиатского типа) нашла отражение в докладе М.М. Буслова и А.В. Травина.

Проблемам и перспективам аккреционной тектоники континентальных окраин Тихого океана посвятил свое выступление С.Д. Соколов. Ряд террейнов имел сложную блуждающую траекторию перемещения, обусловленную нелинейным характером движения плит и эволюцией спрединговых систем. Эволюция континентальных окраин Тихого океана характеризуется сочетанием детерминированных этапов длительного развития и кратковременных катастрофических эпох аккреции и тектонических деформаций.

Особенности магматизма на коллизионном этапе развития Кавказа рассмотрели Н.В. Короновский и Л.И. Демина. Современная структура Кавказского региона обусловлена субмеридиональным сжатием, результировавшимся в формировании лево- и правосдвиговых зон Юго-Западного, Юго-Восточного и субширотного простираний и надвигов общекавказской ориентировки. Сдвиговые нарушения играли важную роль, так как с ними в поверхностной части земной коры связаны участки присдвиговых растяжений, благоприятные для проявления вулканизма коллизионного типа.

В целом Совещание было проведено на высоком научно-организационном уровне, чему способствовала финансовая поддержка Российского фонда фундаментальных исследований (проект 98-05-74008).

Материалы Совещания изданы в виде двухтомника "Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты". М.: ГЕОС, 1998.

Тема следующего 32-го совещания МТК "Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма".

Ю.В. Карякин

Уважаемые авторы!

С 1998 года Международная академическая издательская компания "Наука" (МАИК "Наука") начала принимать авторские материалы не только в традиционном (бумажном), но и в электронном (подготовленном на компьютере) виде. Электронная версия материалов может быть представлена автором как дополнение к бумажной версии, что позволит ускорить процесс подготовки материалов к публикации. Ниже публикуются правила подготовки электронной версии материалов.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ПО ПОДГОТОВКЕ ЭЛЕКТРОННОЙ ВЕРСИИ МАТЕРИАЛОВ

1. Общие положения

Электронная версия материалов представляется автором в редакцию вместе с бумажной версией. Электронная и бумажная версии материалов должны быть идентичны.

Для качественной и оперативной связи автору желательно сообщить редакции свой E-mail адрес и номер факса.

В состав электронной версии статьи должны входить: файл, содержащий текст статьи, и файл(ы), содержащие иллюстрации. Если текст статьи вместе с иллюстрациями выполнены в виде одного файла, то необходимо дополнительно представить файлы с иллюстрациями.

К комплекту файлов должна быть приложена опись (возможно в виде файла), в которой обязательно должны быть указаны: формат диска, операционная система, название текстового редактора, имена файлов, название журнала, название статьи, фамилия и инициалы автора(ов).

Файлы могут передаваться как на 3,5" (или 5") дискетах, так и по E-mail или FTP. Дискеты могут быть отформатированы как в формате IBM PC, так и в Apple Macintosh. Во избежание технических неполадок запись на диске рекомендуется тестировать.

Для передачи электронной версии статьи при помощи Internet Вам необходимо предварительно согласовать свои действия сначала с редакцией, а затем со службой компьютерного обеспечения МАИК "Наука" по тел. (095) 333-9302 или E-mail: egur@maik.rssi.ru.

2. Подготовка электронной версии материалов

2.1. Основной текст

Желательно представление основного текста статьи в формате TextOnly. Обращаем Ваше внимание на то, что строки текста в пределах абзаца не должны разделяться символом возврата каретки (обычно клавиша Enter). Тексты с разделением строк в пределах абзаца символом возврата каретки не могут быть использованы.

Возможно представление статей в формате MicrosoftWord 2-7 или TEX с указанием подмножества и версии издательской системы.

Со временем список используемых нами форматов будет расширен, а сейчас мы убедительно просим придерживаться указанных форматов.

2.2. Графический материал

В электронном виде мы принимаем к обработке как сканированные, так и рисованные на компьютере черно-белые иллюстрации.

При подготовке графических файлов мы просим Вас придерживаться следующих рекомендаций:

- для полутоновых фотографий и штриховых рисунков желательно использовать формат TIFF, но можно использовать JPEG и GIF;

- для векторных рисунков и диаграмм (рисунков, подготовленных в программах векторной графики) желательно использовать формат EPS.

При подготовке файлов в формате TIFF желательно придерживаться следующих требований:

- для сканированных штриховых рисунков - 600 dpi (точек на дюйм);

- для сканированных полутоновых рисунков и фотографий не менее 200 dpi (точек на дюйм).

Графические файлы должны быть поименованы таким образом, чтобы было понятно, к какой статье они принадлежат и каким по порядку рисунком статьи они являются. Каждый файл должен содержать один рисунок.

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

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

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Геоэкология
Государство и право
Доклады академии наук

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

Agricultural Chemistry
Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Biorganic Chemistry
Biophysics
Biochemistry (Moscow)
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Environmental Geoscience

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Doklady Physics
Doklady Earth Sciences
Journal of Analytical Chemistry
Computational Mathematics and Mathematical Physics

Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Russian Journal of Zoology
Biology Bulletin

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

Журналы МАИК "Наука", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis