

С. Космичев

ISSN 0016-853X

*Российская академия наук*

# ТЕОТЕКТОНИКА

1

НАУКА · 1992

**Редакционная коллегия**

Главный редактор Ю. М. Пущаровский

Зам. главного редактора А. А. Моссаковский

Ответственный секретарь В. С. Буртман

М. Е. Артемьев, Ч. Б. Борукбаев, А. Л. Книппер, В. И. Коваленко,  
Н. В. Короновский, Е. Е. Милаяновский, В. Д. Наливкин, А. С. Перфильев,  
А. В. Чекунов, В. И. 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, магнетизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информации о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 70228 в каталоге). Цена годовой подписки — 12 руб. 60 коп.

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*

Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин, А. И. Кожурин*

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер. 7  
Геологический институт РАН

Телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SU

телетайп: 114092 ТЕТИС

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА «НАУКА»

№ 1, 1992

## СОДЕРЖАНИЕ

Самойлов В. С., Ярмолюк В. В. Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика . . . . .	3
Мирлин Е. Г., Зорина Ю. Г. Раскрытие океанских и окраинных спрединговых бассейнов: сравнительный анализ . . . . .	21
Хаин В. Е., Зверев А. Т. Сейсмическая томография и геодинамика . . . . .	34
Рослый И. С. Инверсии геодинамических напряжений и уплотнения пород в зонах нефтегазоносных складок Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	47
Борисевич Д. В. Неотектоника Урала . . . . .	57
Артемьев М. Е., Белов А. П., Кабан М. К., Карасев А. И. Изостазия литосферы Туркмении . . . . .	68
Худoley А. К., Семилеткин С. А. Морфология и эволюция складчатых и разрывных структур Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань) . . . . .	84
Руженцев С. В., Поспелов И. И., Бадарч Г. Тектоника Барунхурайской котловины Монголии . . . . .	94
Макарычев Г. И. Первичноокеаническая природа коры Урало-Монгольского складчатого пояса . . . . .	111
<b>Хроника</b>	
Цейслер В. М. Геологические формации для палеотектонических и палеогеодинамических реконструкций . . . . .	125

GEOTECTONICS

CONTENTS

Samoylov V. S., Yarmolyuk V. V. Continental riftogenesis: types, magmatism, geodynamics . . . . .	3
Mirlin Ye. G., Zorina Yu. G. Opening of oceanic and marginal spreading basins: comparative analysis . . . . .	21
Khain V. Ye., Zverev A. T. Seismic tomography and geodynamics . . . . .	34
Rosly I. S. Geodynamic stress inversions and rock thickening in the zones of oil-gas-bearing folds of the Dnepr-Donets depression . . . . .	47
Borisevich D. V. Neotectonics of the Urals . . . . .	57
Artemyev M. Ye., Belov A. P., Kaban M. K., Karayev A. I. Lithosphere isostasy in Turkmenia . . . . .	68
Khudoley A. K., Semiletkin S. A. Morphology and evolution of fold and rupture structures in the Talas Alatau (Northern Tien Shan) . . . . .	84
Ruzhentsev S. V., Pospelov I. I., Badarch G. Tectonics of the Burunkhurray depression (Mongolia) . . . . .	94
Makarychev G. I. Primary oceanic nature of the crust of the Ural-Mongolian fold belt . . .	111

Chronicle

Tseysler V. M. Geological formations for paleotectonic and paleogeodynamic reconstructions . . . . .	125
--	-----

УДК 551.24

© 1992 г. САМОЙЛОВ В. С., ЯРМОЛЮК В. В.

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ: ТИПИЗАЦИЯ,  
МАГМАТИЗМ, ГЕОДИНАМИКА**

Изучение связей между проявлениями континентального рифтогенеза и процессами взаимодействия литосферных плит позволило классифицировать континентальные рифты на геодинамической основе. Выделены их основные типы, по наиболее ярким представителям получившие названия восточноафриканский, байкальский, невадийский и восточномексиканский. Рифтовые структуры последних двух типов образуются в результате взаимодействия континентальной и океанической плит, байкальского типа — в результате коллизии континентальных плит. Рифтогенез восточноафриканского типа развивается независимо от взаимодействия литосферных плит, инициируясь глубинными мантийными процессами, и, видимо, служит причиной континентальной деструкции гондванского типа. Рифты того или иного типа формировались в истории Земли неоднократно, занимая определенное положение в геодинамическом цикле Уилсона. Для каждого из них характерен вполне определенный по составу магматизм. Последнее свидетельствует о зависимости механизма формирования аномальной мантии и характера магмогенерирующих процессов от геодинамических условий проявления континентального рифтогенеза.

Samoylov V. S., Yarmolyuk V. V. Continental riftogenesis: types, magmatism, geodynamics. *Geotectonics*. 1992. № 1. The study of the relations between the continental riftogenesis events and the processes of the lithosphere plates interaction enabled us to classify the continental rifts on the geodynamic basis. Their principal types were identified and were named after the most typical representatives: East African, Baikalian, Nevadian and East Mexican. Rift structures of the two latter types were formed due to the interaction of the continental and oceanic plates of the Baikalian type — through the collision of continental plates. Rifting of the East African type was developed independently of the lithospheric plates interaction it being initiated by deep mantle processes and evidently it was the cause of the continental destruction of the Gondwana type. Rifts of various types were occasionally formed in the Earth history, occupying a definite position in the Wilson geodynamic cycle. Specific magmatism type is characteristic of each of them. The latter makes evident the dependence of the anomalous mantle formation mechanism and of the character of magmagenerating processes on the geodynamic conditions of the continental rifting appearance.

Одной из крупнейших проблем современной петрологии является выяснение глубинных связей между геодинамикой, магмогенезом и формированием рудно-магматических систем. Ее решение связано с установлением индикаторных особенностей магматизма разных геодинамических обстановок и геодинамических условий образования продуктивных магматических систем. В свете этого закономерен интерес к рифтогенезу, как одному из глобальных геотектонических процессов, в особенности — к континентальному с характерным для него магматизмом.

В настоящее время известна классификация Е. Е. Милановского [10], различающая эпиплатформенные и эпиорогенные рифты и базирующаяся на данных о структурно-морфологических особенностях рифтовых зон и относительном возрасте их фундамента. Однако она далеко не в полной мере учитывает ряд важнейших данных о положении рифтов в системе современных тектонических элементов континентальных литосферных плит и особенностях рифтогенного магматизма.

Исходя из опыта исследований разновозрастных континентальных рифтов Центральной Азии и сопоставления их с современными и древними рифтовыми зонами других регионов, авторы пришли к выводу о существовании нескольких типов континентальных рифтов, различающихся геодинамической позицией.

1. Рифты, расположенные внутри континентальных плит и формирующиеся независимо от взаимодействия литосферных плит — восточноафриканский тип.

2. Рифты, формирующиеся в тылу активных континентальных окраин (АКО), — восточномексиканский тип. Этот тип рифтов (тыловых рифтов АКО) отчетливо выражен в пределах АКО обеих Америк, прежде всего — в Восточной Мексике.

3. Рифты осевых частей АКО — невадийский тип.

4. Рифты, формирующиеся внутри и на периферии зон континентальной коллизии — байкальский тип.

Анализ данных по геологии и магматизму современных рифтов и их палеоаналогов свидетельствует о том, что рифты всех четырех типов формировались в истории Земли неоднократно, причем каждый из этих типов сопровождался своим, характерным по составу, магматизмом. В настоящей работе выделены четыре серии рифтогенных магматических пород: субщелочная базальтовая, базальт-щелочно-базальтовая, щелочная и кислая. Субщелочная базальтовая серия включает наиболее широко развитые в континентальных рифтах продукты кристаллизации субщелочной базальтовой магмы, базальт-щелочно-базальтовая — самостоятельно проявленные продукты основной магмы повышенной щелочности, в парагенезисе которых наряду с субщелочными базальтами значительную роль играют базальты щелочного ряда. К щелочной серии отнесены весьма характерные для многих континентальных рифтов и получившие в них самостоятельное развитие ультраосновные, основные и средние породы повышенной щелочности (фоидиты, фонолиты, трахиты, их интрузивные аналоги), а также комагматичные им дериваты щелочных магм — кислые магматические породы (что довольно типично для калиевых щелочных серий). В серию кислых пород выделены проявления кислого магматизма, преимущественно щелочного ряда (комендиты, пантеллериты, щелочные граниты) и в меньшей степени субщелочного ряда (трахириолиты, онгониты, лейкограниты).

## Типы рифтовых зон: основные черты геологии и магматизма

### Восточноафриканский тип (внутриплитные рифты).

К кайнозойским структурам этого типа относятся Восточно-Африканская рифтовая система (Кенийский, Танганьикский, Рукве-Ньясский, Эфиопский рифты) [2.] и рифты Антарктиды. Среди их палеоаналогов можно назвать рифтовые структуры Кольского полуострова, севера и юга Сибирской платформы, востока Канады и Бразилии, Гренландии. В целом, проявления рифтогенеза восточноафриканского типа — имеют широкий возрастной диапазон — по крайней мере, от позднего докембрия по кайнозой.

Важнейшая особенность рифтов восточноафриканского типа состоит в том, что они развиваются в пределах стабильных участков континентов, вне пределов воздействия тектонических процессов, происходящих на границах взаимодействующих литосферных плит (рис. 1).

Рифты восточноафриканского типа представлены поясами грабенов, сбросов, приуроченными к ним полями развития магматических пород. Иногда устанавливается их связь со сводовыми поднятиями (Эфиопский и Кенийский рифты), но эта связь не является правилом (Рукве-Ньясская и Северо-Гобийская зоны).

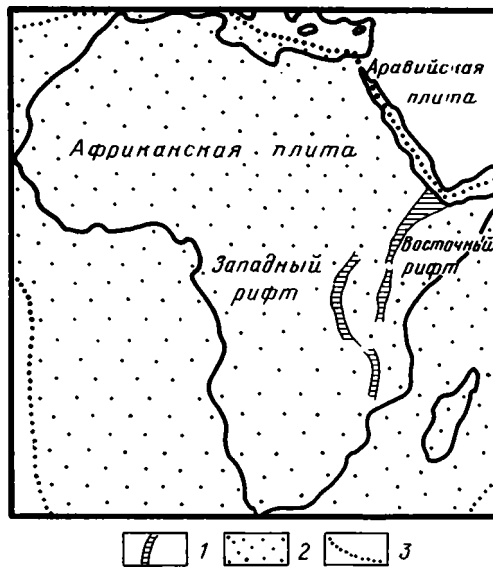


Рис. 1. Восточно-Африканская рифтовая система 1 — рифтовые зоны, 2 — Африканская плита, 3 — границы Африканской плиты

Для развития рифтового процесса благоприятны структурно неоднородные участки континентальной коры. Такими, например, могут быть более древние глубинные разломы, создающие ослабленные зоны в литосфере.

В восточноафриканском типе выделяются подтипы — рифтовые зоны, различающиеся по составу ассоциирующихся с ними магматических пород.

Кенийский подтип. Кенийский подтип представлен Кенийской и Эфиопской рифтовыми зонами, палеорифтовыми структурами Кольского полуострова (Кандалакшский грабен), Сибири (Прианабарский и Урикско-Ийский грабены), востока Бразилии и других регионов мира с проявлениями щелочноультраосновного—карбонатитового магматизма с натриевой спецификой.

В Кенийской рифтовой зоне в эффузивной фации наиболее широким развитием пользуется субщелочная базальтовая серия, образуемая пикритобазальтами, трахибазальтами, трахиандезитобазальтами при преобладании субщелочных базальтов. В северной части Кенийской и в Эфиопской рифтовой зоне важную роль играют кислые породы, в эффузивной фации представленные щелочными трахидацитами, пантеллеритами, комендитами, трахидацитами, трахириолитами, а в интрузивной — кварцевыми сиенитами (субщелочными гранитами) и щелочными кварцевыми сиенитами (щелочными гранитами) [2].

Индикаторной для кенийского подтипа является серия высокощелочных пород с натриевой спецификой. В эффузивной фации она в наиболее полном виде представлена парагенезом щелочных пикритов, мелилититов, меланефелитов-нефелинитов, фонолитов, щелочных трахитов и карбонатитов с обычным преобладанием ультраосновных фойдитов. Интрузивная фация включает оливиниты, пироксениты, мелилитолиты, нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты и камафориты (фоскориты).

Танганьикский подтип. Выделение танганьикского подтипа отражает специфику магматизма западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы — Танганьикской рифтовой зоны. Среди продуктов рифтогенного магматизма, практически полностью проявленных в эффузивной фации, основную роль играют породы субщелочной базальтовой и базальт-щелочно-базальтовой серии. Последняя образована пикритобазальтами, щелочными базальтами (до тефритов), тра-

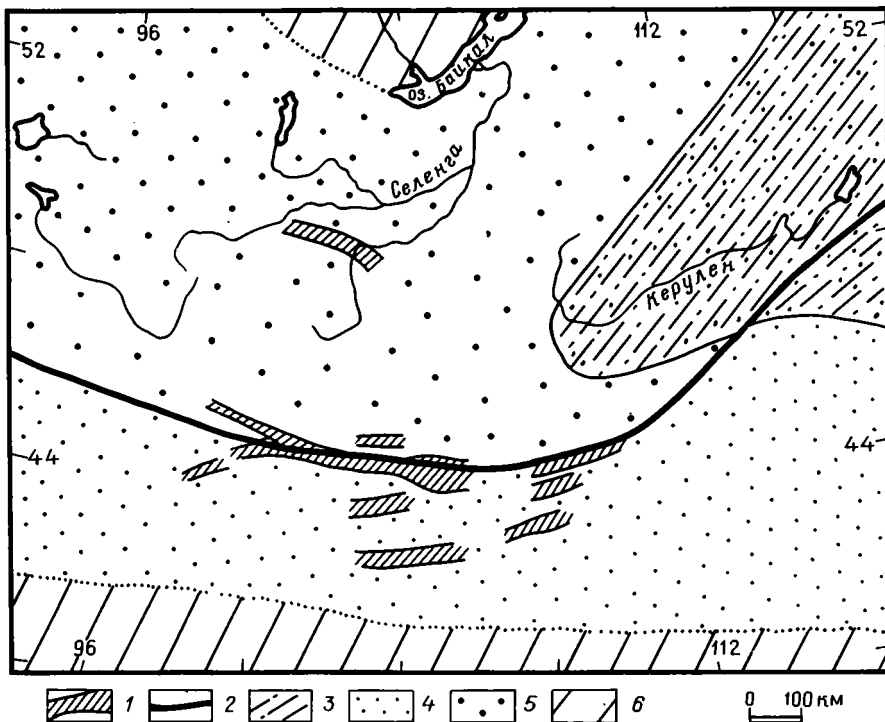


Рис. 2. Северо-Гобийская рифтовая зона (Центральная Азия) 1 — грабены с проявлением карбонатитов, базальтов, онгонитов, 2 — Главный Монгольский линеймент, 3 — область тектономагматической активности в пределах Монголо-Охотского коллизионного пояса, 4 — герзиниды, 5 — каледониды, 6 — области с дорифейским основанием

хибазальтами, трахиандезитобазальтами (до латитов). Кислые породы в Танганьикской зоне, достаточно редкие, представлены трахидацитами и пантеллелитами.

Магматизм танганьикского подтипа отличает присутствие высокощелочных магматических пород с калиевой спецификой. Щелочная серия в эффузивной фации в полном виде представлена фельдшпатоидными пикритами (угандитами), мелакальсилитами (мафуритами), кальсилит-лейцитовыми мелилитами (катунгитами), лейцитовыми мелилитами, эффузивами ряда меланефелинит—нефелинит—мелалейцитит—лейцитит. Дополняют этот парагенез, в составе которого преобладают ультрабазиты щелочного ряда (камафугиты), кальцитовые карбонатиты. Судя по обломкам пород, заключенным в калиевых пирокластах, в составе интрузивной фации находятся щелочные пироксениты и перидотиты, фельдшпатоидные сиениты [2].

Гобийский подтип. В отличие от остальных подтипов этот подтип представлен более древней — позднемезозойской — Северо-Гобийской рифтовой зоной (Монголия), имеющей определенную вещественную специфику связанных с ней магматических образований. Северо-Гобийская рифтовая зона возникла в позднем мезозое ( $J_3$ — $K_1$ ) в пределах консолидированной еще в позднем палеозое части Северо-Азиатской литосферной плиты [11, 15]. Она выражена системами грабенов (рис. 2), выполненных вулканическими продуктами. Эти грабены в основном сконцентрированы в зонах разломов Главного Монгольского линеймента и Ихе-Богдинского структурного шва. Отдельные грабены находятся вне зон упомянутых разломов.



Для рифтовой системы характерны разнообразные магматические продукты, среди которых преобладают эффузивы субщелочной базальтовой серии, варьирующие по составу от трахибазальтов до трахиандезитов при преимущественном развитии первых. Достаточно широко распространены кислые магматические породы, прежде всего эффузивные — трахидациты, трахириодациты, трахириолиты, онгониты, онгориолиты (при преобладании трахириолитов), а также интрузивные — кварцевые сиениты и субщелочные граниты, что заметно отличает гобийский подтип от других подтипов восточноафриканского типа. В составе магматических проявлений установлены также три ассоциации щелочных пород. Первая из них образована калиевыми умеренно щелочными бесплагиоклазовыми породами, в эффузивной фации представленными меланефелинитами — мелалецититами, фонолитами, субщелочными трахитами (преобладающими в общем объеме), трахидацитами — трахириодацитами, а в интрузивной — шонкинитами, нефелиновыми и субщелочными сиенитами, кварцевыми сиенитами. С породами этой серии тесно ассоциируются карбонатиты и нельсониты.

Другая ассоциация включает парагенез плагиоклазосодержащих магматических пород с калиевой спецификой. В эффузивной фации она образована щелочными и субщелочными трахитами, латитами, кварцевыми трахитами (кварцевыми латитами), а в интрузивной — монцонитами, нефелиновыми и субщелочными сиенитами, лейкомонцонитами, кварцевыми сиенитами, с которыми ассоциируются незначительные проявления безрудных карбонатитов и нельсонитов. Особенностью рассматриваемой ассоциации, в составе которой преобладают субщелочные средние породы, является преимущественно развитие разностей с модалным плагиоклазом.

И, наконец, в Северо-Гобийской рифтовой зоне локально проявлена ассоциация магматических пород щелочного ряда с натриево-калиевой и калиевой спецификой, включающая фонолиты и фельдшпатоидные сиениты (в том числе с лейцитом), с которыми ассоциируются карбонатиты и нельсониты.

#### ВОСТОЧНОМЕКСИКАНСКИЙ ТИП (ТЫЛОВЫЕ РИФТЫ АКО)

В тыловых участках современных и древних АКО, по континентальной периферии их известково-щелочных вулканических поясов, распространены бимодальные и щелочные ассоциации магматических пород, неразрывно связанные со структурами растяжения — грабенами, поясами даек и сбросов [15]. Строение рифтов этого типа и их положение в системе структуры АКО иллюстрируется на примере разновозрастных АКО Америки и Центральной Азии.

По континентальной периферии АКО Америки установлены довольно многочисленные проявления кайнозойского рифтогенного магматизма — в Мексике, Канаде, США, Центральной Америке, Эквадоре, Перу, Чили, Аргентине [15]. Среди них одной из наиболее хорошо изученных является зона развития щелочного магматизма, связанная с рифтовой зоной Восточной Мексики [26]. Эта зона, маркирующая современную континентальную границу краевого вулканического пояса Мексики (рис. 3), представлена системой позднекайнозойских грабенов и сбросов субмеридионального простиранья, отделяющих область Альтиплано Мексики с характерными для нее известково-щелочными вулканитами от прибрежных равнин Мексиканского залива. С разломами связаны пояса даек, свидетельствующие о режиме горизонтального растяжения. В пределах зоны мощность коры сокращена по сравнению с краевым вулканическим поясом (соответственно 25 и 40 км) [19]. Рифтовая структура формировалась в том же возрастном интервале, что и граничащий с ней краевой вулканический пояс АКО — с миоцена до плейстоцена. Однако магматизм этих двух частей АКО значительно различается. Для магматических образований рифтовой зоны Восточной Мексики характерны породы щелочной серии, в эффузивной фации представленные нефелинитами, тефритами (базанитами), фонолитами, трахитами [26]. В субвулканических проявлениях установлены фельдшпатоидные сиениты и щелочные габброиды.

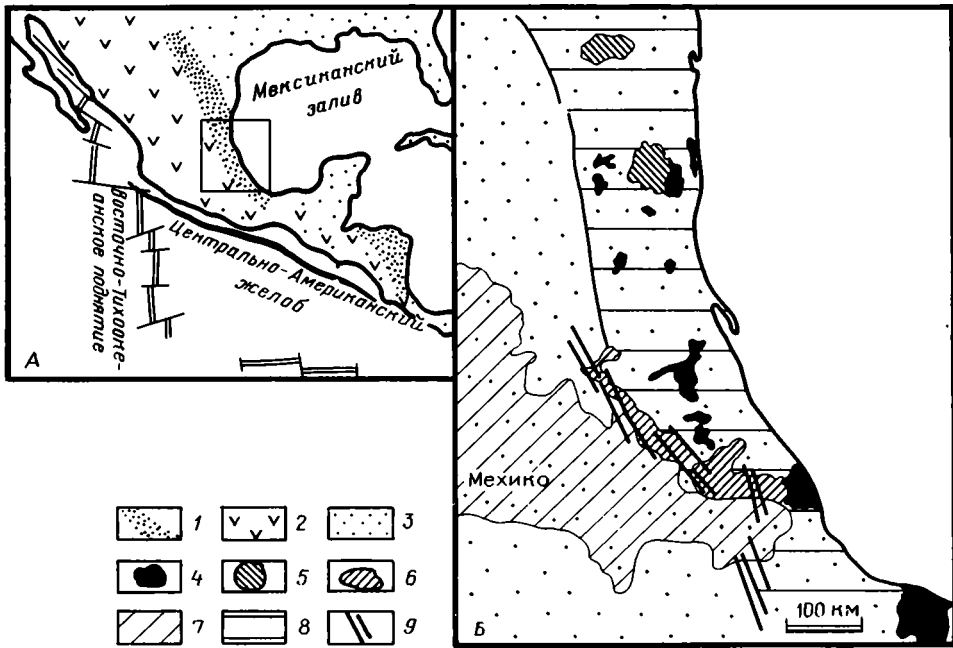


Рис. 3. Восточномексиканский тип рифтов (по [26]) А — схема размещения кайнозойских магматических образований и главных тектонических структур в Центральной Америке (квадратом отмечена врезка Б). Б — схема геологического строения Восточной Мексики

1 — области проявления щелочного рифтогенного магматизма, 2 — области распространения андезитового вулканизма, 3 — континентальные области, 4 — щелочные базальтоиды, 5 — трахириолиты, комендиты, трахиты, фонолиты, 6 — щелочные и толеитовые базальты серии «трапп», 7 — андезит-риолитовые комплексы трансмексиканского неовулканического пояса, 8 — береговые равнины, 9 — разломы

Здесь обычны субщелочные базальты, в том числе с нормативным нефелином, но отмечены также толеиты. Кроме того, распространены щелочные кварцсодержащие трахиты, пантеллериты и комендиты.

Другим примером тыловых рифтов АКО является рифтовая зона Транс-Пекос, образовавшаяся в тыловой зоне олигоценового краевого пояса на западе США (рис. 4). Вдоль его континентального края широко распространены грабены, пояса сбросов, даек и магматизм внутриплитного характера [27]. Протяженность зоны континентального рифтогенеза превышает 500 км при ширине до 100 км. В ее основании отмечается выступ мантии, фиксируемый линейной положительной аномалией Буге [27]. Магматизм рифтовой зоны Транс-Пекос резко контрастирует с одновозрастным известково-щелочным, преимущественно андезитовым и латитовым, магматизмом краевого вулканического пояса АКО, характеризуясь повышенной щелочностью и калиево-натриевой спецификой. Рифтогенные магматические породы представлены субщелочными базальтами (оливиновыми, муджиритами, гавайитами), а также ферроавгитовыми риолитами, фонолитами и разнообразными трахитами и сиенитами, в том числе нефелиновыми.

Еще одним примером рифтов восточномексиканского типа является рифтовая система, возникшая в связи с девонской АКО Северной Азии (рис. 5). Последняя представлена поясом известково-щелочных и субщелочных магматических пород, образовавшихся вдоль границы Северо-Азиатского палеоконтинента с герцинским Палеотетисом и его Иртыш-Зайсанской ветвью [15]. Пояс прослеживается в современных структурах Алтае-Саянской области, Монгольского Алтая, Северной Монголии и Забайкалья. Вдоль его континентального края, со стороны Сибирской платформы, прослеживается система грабенов и сбросов протяженностью свыше

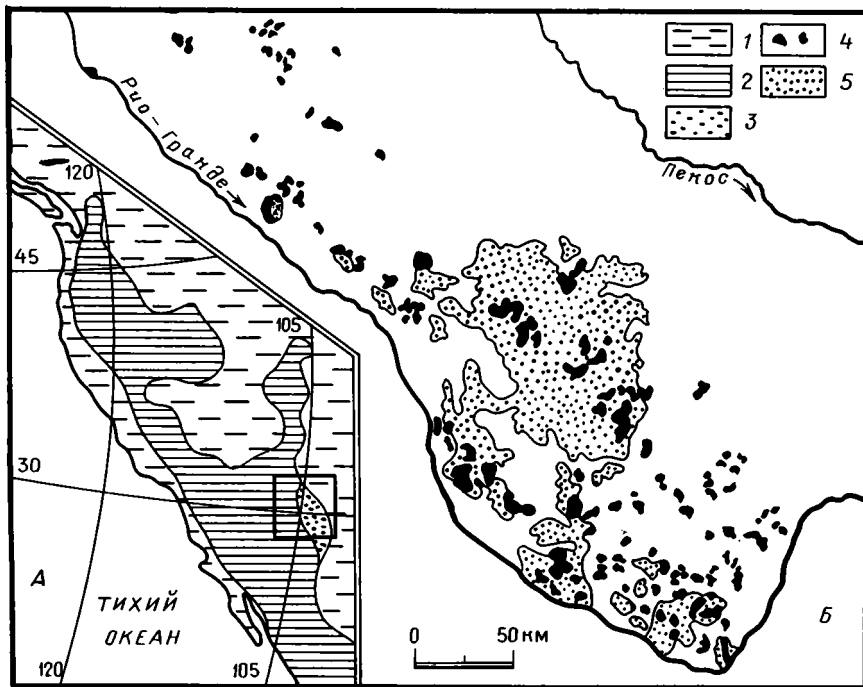


Рис.4. Положение области рифтогенного магматизма в пределах олигоценового краевого вулканического пояса запада США, по [22] (А), и распределение щелочных пород в зоне Транс-Пекос, по [21] (Б — на схеме А показано квадратом)

1 — Северо-Американский континент, 2 — крайовой вулканический пояс, 3 — зона развития щелочного рифтогенного магматизма, 4 — щелочные интрузии зоны Транс-Пикос, 5 — щелочные лавы и пирокласты зоны

1000 км (Минусинские, Северо-Монгольские и др.), в целом принадлежащих тыловой рифтовой зоне девонской АКО Северной Азии. Магматизм этой зоны существенно отличается от известково-щелочного магматизма девонского краевого вулканического пояса. Широкое развитие здесь получили субщелочные базальты (до трахиандезитобазальтов), породы щелочной серии — лейцитовые базальтоиды, феолиты, щелочные габброиды, фельдшпатоидные сиениты, мариуполиты, щелочные и субщелочные трахиты и сиениты. Кислые магматические породы представлены трахириолитами, пантеллеритами, комендитами, щелочными кварцевыми сиенитами, щелочными гранитами.

В целом среди магматических пород рифтовых зон восточномексиканского типа преобладают эффузивы субщелочной базальтовой серии, причем среди них встречены толеитовые базальты. Для кислой серии обычно присутствие пород субщелочного и щелочного рядов, в том числе пантеллеритов, комендитов и их интрузивных аналогов. В щелочной серии наряду с феолитами, трахитами, субщелочными, щелочными и фельдшпатоидными сиенитами обычны тефриты и щелочные габброиды (тешениты, эсекситы, тералиты).

#### НЕВАДИЙСКИЙ ТИП (ОСЕВЫЕ РИФТЫ АКО)

Рифтовые зоны этого типа образуются во внутренних частях АКО, накладываясь на структуры крайевых вулканических поясов. В связи с этим они могут рассматриваться как осевые рифтовые зоны АКО в отличие от тыловых рифтовых зон АКО [15]. В геологическом отношении различие этих двух типов рифтовых

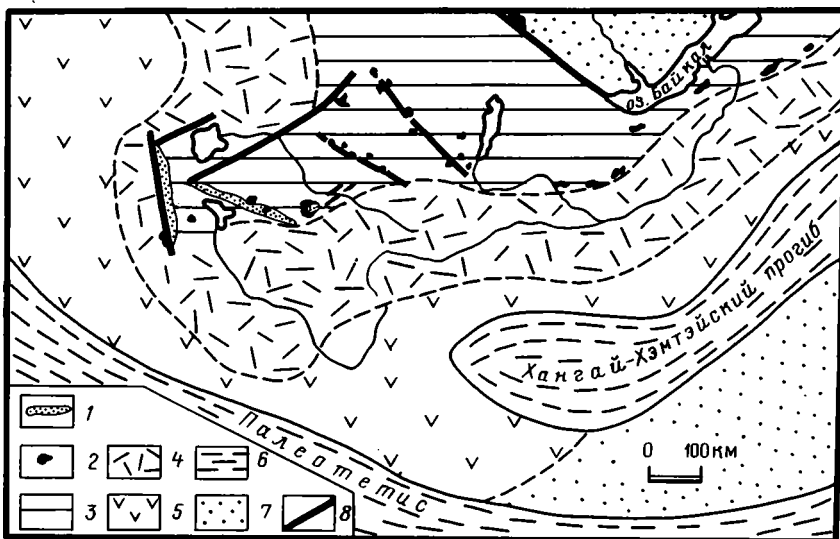


Рис. 5. Схема геологического строения среднепалеозойской активной окраины Северной Азии  
 1 — бимодальные базальт-трахириолит-пантеллеритовые ассоциации, 2 — щелочные габброиды, сиениты, граниты, 3 — область распространения щелочных и субщелочных пород, 4 — область преимущественного развития субщелочных пород, 5 — область преимущественного развития известково-щелочных пород, 6 — бассейны с морской седиментацией, 7 — амагматичные области, 8 — разломы

структур достаточно очевидно: если тыловые рифтовые зоны являются крайним элементом латерального ряда одновозрастных структур АКО, то осевые рифты представляют собой наиболее поздний член вертикального ряда структур АКО. Их формирование, сопровождающееся возникновением систем грабенов и сбросов, развитием бимодального магматизма повышенной щелочности, происходит при снятии в области АКО режима сжатия и прекращении проявлений известково-щелочного магматизма.

Примером кайнозойских рифтовых зон невадийского типа является Провинция Бассейнов и Хребтов на Западе США (рис. 6), формировавшаяся в пределах олигоцен-миоценового вулканического пояса Северной Америки [22]. Рифтогенез начался в раннем миоцене в центральных частях краевого пояса (штат Невада) и затем распространился в стороны, особенно — к западу, приведя к образованию уникальной рифтогенной структуры, прослеживающейся на площади более 600 тыс. км<sup>2</sup> в виде широкого субмеридионального пояса грабенов. В процессе рифтогенеза происходила быстрая смена андезитового магматизма, характерного для краевого пояса АКО, бимодальным повышенной щелочности [9, 22]. Среди продуктов рифтогенного магматизма значительную роль играют породы субщелочной базальтовой серии — трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты; отмечаются также толейтовые базальты. Эти породы вместе с кислыми эффузивами образуют типичные бимодальные ассоциации. Кислые эффузивы представлены трахириодацитами, трахириолитами, онгориолитами (топазовыми риолитами), пантеллеритами, комендитами.

Палеоаналогом Провинции Бассейнов и Хребтов является позднепалеозойская рифтовая система Центральной Азии (рис. 7), формирование которой связано с развитием АКО Северо-Азиатского палеоконтинента вдоль его границ с позднегерцинским Палеотетисом [8, 14]. Рифтовая система зародилась в позднем карбоне — ранней перми в краевой части АКО в виде протяженной (>1500 км) Южно-Монгольской рифтовой зоны. Рифтогенез сопровождался прекращением в

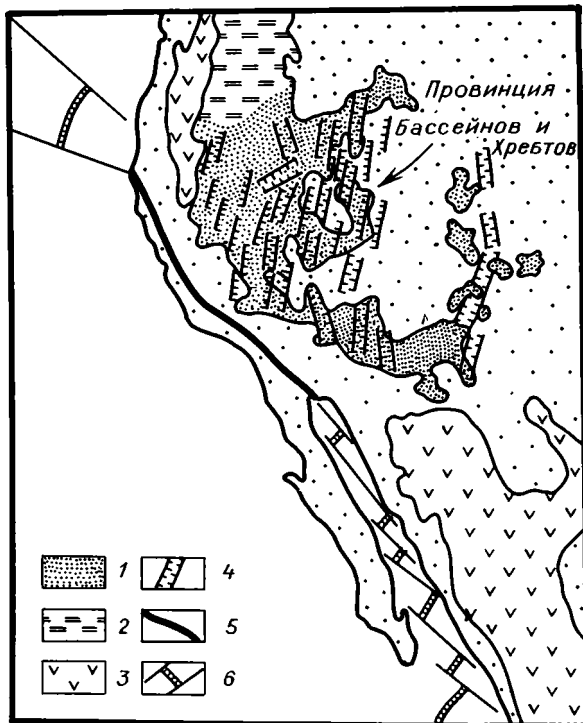


Рис. 6. Рифтогенные структуры и магматизм запада Северной Америки: 1 — бимодальные трахибазальт-трахириолитовые и щелочные ассоциации, 2 — область развития щелочных базальтоидов, 3 — известково-щелочные ассоциации краевого вулканического пояса, 4 — грабены, сбросы, 5 — разлом Сан-Андреас, 6 — зоны океанического спрединга и трансформные разломы; редкими точками показаны амагматичные континентальные области

этой части АКО известково-щелочного магматизма и развитием ярко выраженных бимодальных ассоциаций повышенной щелочности. В течение перми рифтогенезом последовательно были охвачены все более внутренние части АКО с образованием протяженных Гоби-Алтайской и Северо-Монгольской рифтовых зон. Рифтовые зоны представляют собой пояса субширотных грабенов, сбросов и даек.

Магматические породы позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии принадлежат двум сериям — субщелочной базальтовой и кислой, образующим типичную бимодальную ассоциацию [14, 15]. В субщелочной базальтовой серии установлены трахибазальты и трахиандезитобазальты, изредка отмечаются также толеитовые базальты и андезитобазальты. Кислые эффузивы представлены трахириолитами, комендитами, пантеллеритами, отчасти трахидацитами. Среди них иногда встречаются разности трахитового состава. Интрузивная фация кислой серии образована субщелочными гранитами, щелочными сиенитами, щелочными кварцевыми сиенитами, щелочными гранитами, отчасти литий — фтористыми гранитами.

#### БАЙКАЛЬСКИЙ ТИП (РИФТОВЫЕ ЗОНЫ ЗКК)

Этот тип представляют континентальные рифты, объединяемые по признаку их связи с формированием подвижных областей, возникающих при столкновении

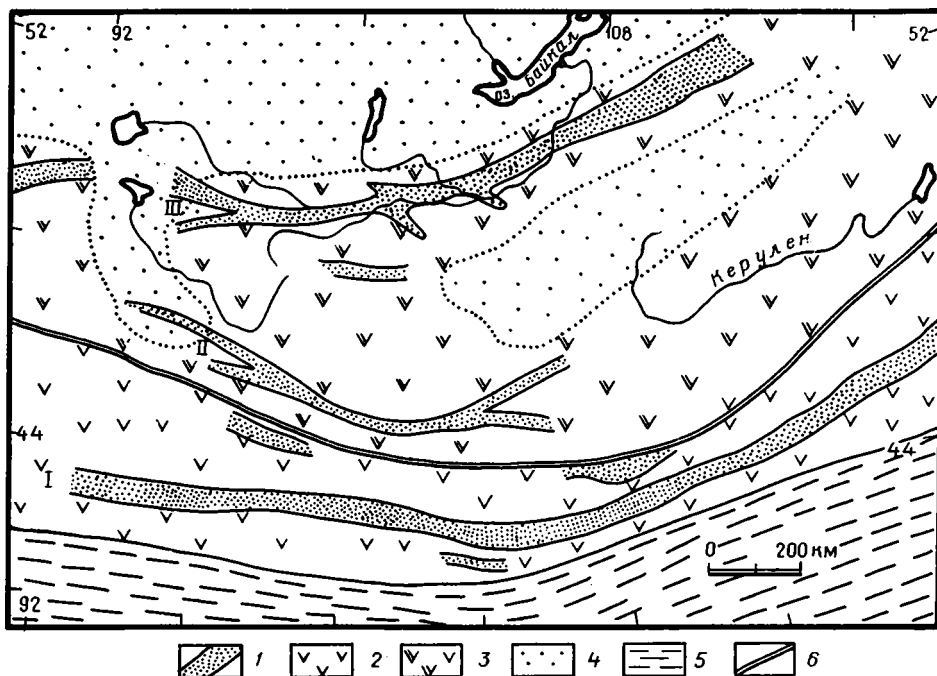


Рис. 7. Позднепалеозойская рифтовая система Центральной Азии 1 — зоны бимодального базальт-командитового и щелочногранитоидного магматизма, 2 — область преимущественного развития известково-щелочного магматизма ( $C_3-P_2$ ), 3 — область преимущественного развития субщелочного магматизма ( $C_3-P_2$ ), 4 — амагматичные континентальные области, 5 — область морской седиментации (Палеотетис), 6 — Главный Монгольский линеймент  
Рифтовые зоны: I — Гоби-Тянь-Шаньская ( $C_3-P_1$ ), II — Гоби-Алтайская ( $P_2^1$ ); III — Северо-Монгольская — Забайкальская ( $P_2$ )

континентальных плит. Ярким примером современной обстановки континентальной коллизии является Альпийско-Гималайский горный пояс. На всем его протяжении и особенно ярко в прилегающих регионах Евразии наблюдаются территории, которые на фоне общего сжатия развиваются в условиях растяжения, что выражается в формировании систем грабенов и сбросов, проявлении магматизма с рифтогенной спецификой. Наиболее крупными из них являются Западно-Европейская, Анатолийско-Малокавказская и Байкало-Монгольская рифтовые системы. Перечисленные рифтогенные структуры занимают неодинаковое положение по отношению к структурным элементам коллизионного пояса. Их размещение в основном контролируется структурными неоднородностями в континентальных блоках, возникших при образовании такого пояса.

Одна из характерных структур этого типа — Байкало-Монгольская рифтовая система (рис. 8). Ее формирование началось в палеогене практически одновременно с возникновением коллизионного пояса между Евразийской и Индостанской плитами и продолжалось в течение всего позднего кайнозоя. Корреляция между процессами рифтогенеза и коллизии, помимо их синхронности, подчеркивается также приуроченностью рифтогенных структур к границам внутриконтинентальных микроплит и блоков [5, 16].

Магматические породы Байкало-Монгольской рифтовой системы представлены продуктами излияний базальтовых магм, относящихся в основном к субщелочной базальтовой серии, в составе которой доминируют трахибазальты, иногда сопровождаемые пикритобазальтами и трахиандезитобазальтами. Значительно меньше распространены породы базальт-щелочно-базальтовой серии — субщелочные и

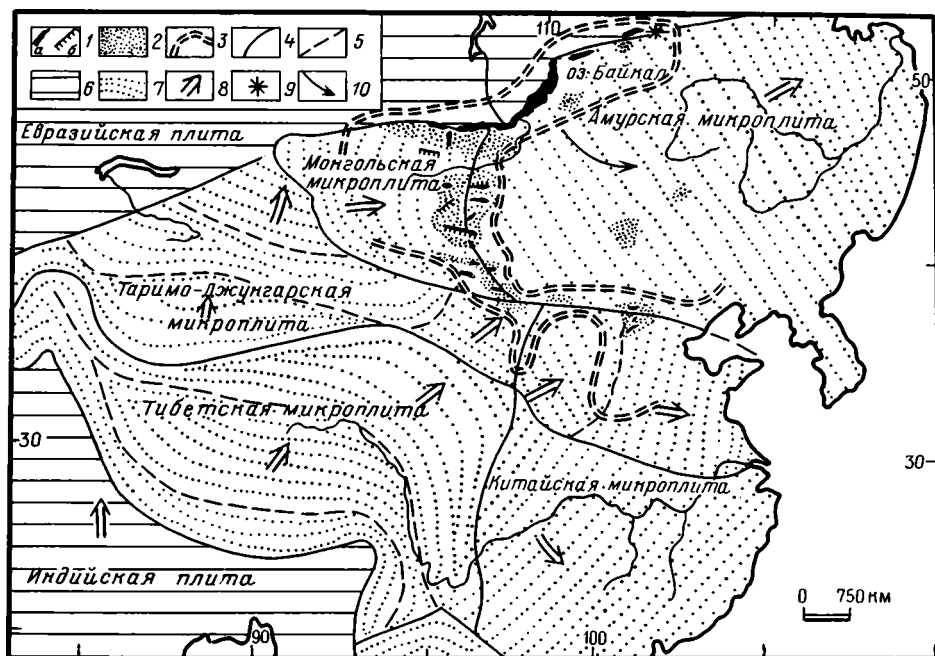


Рис. 8. Байкальский тип рифтовых зон

1—3 — структуры и образования Байкало-Монгольской рифтовой системы: 1 — грабены (а) и сбросы (б), 2 — области проявления кайнозойского базальтового вулканизма, 3 — граница распространения аномальной мантии с глубиной залегания менее 100 км, по 6,23; 4 — границы микроплит, по 5,23; 5 — границы континентальных блоков; 6 — платформенное обрамление коллизионного пояса; 7 — область развития кайнозойских коллизионных структур; 8 — векторы перемещения плит относительно Евразийской плиты, по [23]; 9—10 — полюс вращения (9) и направление вращения (10) Амурской плиты, по [5]

щелочные (до тефритов) базальты, с которыми иногда ассоциируются меланефелиниты и трахиты. В пределах рифтовой системы не установлены ассоциации магматических пород, принадлежащие щелочной или кислой сериям.

Западно-Европейская рифтовая система включает кайнозойские грабены, расположенные в пределах Западно-Европейской плиты по северному обрамлению Альпийской горной системы, которые возникли практически одновременно с формированием горной системы в условиях сжатия. С образованием этих грабенов связаны излияния лав, относящихся к субщелочной базальтовой серии — пикритобазальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов и трахиандезитов. С продуктами субщелочной базальтовой серии пространственно связаны породы базальт-щелочно-базальтовой серии, в составе которой, наряду с трахибазальтами и трахиандезибазальтами, присутствуют щелочные пикриты, щелочные базальты (до тефритов), щелочные и субщелочные трахиты. В этих двух сериях явно преобладают породы базальтовой группы. Более локально распространены породы щелочной серии, в основном эффузивные, характеризующиеся натриево-калиевой или калиевой спецификой — тефриты и фонолиты, отчасти нефелиниты — лейцитовые нефелиниты, мелилититы, щелочные трахиты. Щелочные породы интрузивной фации, играющие незначительную роль, представлены главным образом фельдшпатоидными сиенитами и щелочными габброидами, с которыми иногда (Рейнский грабен) ассоциируют слаборудные карбонатиты [1]. В отдельных проявлениях установлены пироксениты, ийолиты, щелочные сиениты. И, наконец, среди продуктов магматизма изредка наблюдаются породы кислой группы, известные в вулканических структурах Центрального Французского массива.

## ИНДИКАТОРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ РАЗНОГО ТИПА

Приведенные в предыдущем разделе данные свидетельствуют о значительном многообразии магматических пород, ассоциирующихся с рифтовыми структурами. Тем не менее, они могут быть объединены в четыре основные серии — субщелочную, базальтовую, базальт-щелочно-базальтовую, щелочную и кислую. Распределение этих серий между разными типами рифтовых структур иллюстрирует таблица. В кратком виде обнаруженные закономерности сводятся к следующему.

**Восточноафриканский тип.** Специфика его магматизма прежде всего выражается в составе щелочных серий — присутствии натриевых или калиевых щелочных пород в ассоциации с карбонатами и камафоритами (нельсонитами). В парагенезах щелочных пород чаще всего встречаются бесплагиоклазовые разновидности. Породы щелочной серии с модалным плагиоклазом частично выявлены в гобийском подтипе — это отличает его не только от других подтипов восточноафриканского типа, но и от рифтовых структур всех остальных типов. Особенностью магматизма рифтов восточноафриканского типа является присутствие в парагенезах калиевых щелочных пород, кислых дифференциатов субщелочного или щелочного рядов.

**Восточномексиканский тип.** Магматизм тыловых рифтовых зон АКО характеризуется сочетанием пород субщелочной базальтовой, кислой и щелочной серий с участием в составе последней щелочных базальтоидов (габброидов) с калиево-натриевой или натриевой спецификой, а среди кислых пород — разностей щелочного ряда. Своеобразие рифтогенного магматизма восточномексиканского типа выражается также в пространственной и хронологической связи с проявлениями известково-щелочного и латитового магматизма краевых поясов АКО.

**Невадийский тип.** Осевые рифтовые зоны АКО характеризуются мощным развитием бимодальных ассоциаций, образованных породами субщелочной базальтовой и кислой серий, причем в составе последней очень важную роль играют онгориолиты и породы щелочного ряда. Иной щелочной магматизм, как и проявления карбонатов, для этого типа не установлены.

**Байкальский тип.** Рифтовые структуры коллизионных поясов характеризуются преимущественным развитием базальтового магматизма, продукты которого принадлежат субщелочной базальтовой и базальт-щелочно-базальтовой сериям, и незначительностью или отсутствием проявлений кислого магматизма. Ассоциация пород щелочной серии весьма близка к таковой в рифтовых зонах восточномексиканского типа, но отличается от нее присутствием карбонатитов. Распространение в составе ассоциаций щелочных габброидов заметно отличает эти ассоциации от щелочных серий восточноафриканского типа.

Для всех типов континентальных рифтов типично преобладание среди продуктов рифтогенного магматизма основных эффузивов. Как показано ранее [13], базальты континентальных рифтов геохимически заметно отличаются от базальтов, формировавшихся в иных геодинамических обстановках, более высокими содержаниями щелочей, особенно калия, и некогерентных редких элементов. В то же время существуют различия и между континентальными базальтами разнотипных рифтов. В частности, это касается относительного концентрирования в базальтах натрия и калия. В восточноафриканском типе рифтовых зон кенийский и гобийский подтипы характеризуются преимущественным развитием субщелочных базальтов со средней величиной  $Na_2O/K_2O=1,8-1,9$ . Разности шошонитового состава здесь весьма редки при  $Na_2O \approx K_2O$ . В то же время для танганьикского подтипа характерно относительное накопление калия в базальтах (в среднем  $Na_2O/K_2O \approx 1$ ) и присутствие разностей шошонитового состава. Базальты рифтов невадийского типа отличаются высоким относительным концентрированием натрия (в среднем  $Na_2O/K_2O=2,3-2,5$ ) и отсутствием разностей шошонитового состава. Повышенным накоплением натрия относительно калия при отсутствии шошонитов характеризуются и базальты рифтов восточномексиканского типа. В бай-



## Основные черты магматизма континентальных рифтовых зон

Серия магматических пород	Тип континентальных рифтовых зон			
	восточно-африканский	восточно-мексиканский	невадийский	байкальский
Субщелочная базальтовая	+	+	+	+
Базальт-щелочно-базальтовая	*	—	—	+
Щелочная	+	+	—	+
с карбонатами	+	—	—	*
с щелочными габброидами	—	+	—	+
с кислыми дериватами	+	—	—	—
кислая	+	+	+	*
с породами щелочного ряда	+	+	+	*
с онгориолитами	*	—	+	—

*Примечание.* «+» — характерны для типа в целом; «—» — не установлены; «\*» — не характерны, проявлены в отдельных структурах.

кальском же типе рифтов наряду с базальтами с натриевой спецификой нередко наблюдаются разности шощонитового состава. С изменением в базальтах содержания калия относительно натрия коррелируется накопление ряда редких элементов [13].

## ГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

По мнению авторов, различия разнотипных континентальных рифтов по геологическим условиям проявления и сопутствующему магматизму в значительной мере обусловлены геодинамическими причинами.

Восточноафриканский тип в отличие от других типов рифтогенеза проявлен во внутриплитных областях вне связи с процессами, протекающими на континентальных границах и обусловленными взаимодействием литосферных плит. Это заставляет полагать, что его причиной являются глубинные подлитосферные процессы. В одних случаях (Восточно-Африканская система, Северо-Гобийская зона) рифты возникают в результате воздействия на литосферу «горячих точек» мантии, в других (венд-нижнекембрийские рифты Сибирской платформы) они образуются вследствие растяжения, охватывающего обширные пространства и вызванного, по-видимому, столь же значительными восходящими мантийными струями. И в том, и в другом случаях растяжение в коровых горизонтах, вызывающее появление рифтовых структур, связано, видимо, с растеканием вещества мантийных диапиров (аномальной мантии) по латерали под подошвой земной коры.

В зависимости от интенсивности подлитосферных процессов и степени однородности континентальной коры возможны разные варианты реализации процесса рифтогенеза.

Так, длительное, в течение почти 80 млн. лет [11], развитие позднемезозойской Северо-Гобийской рифтовой зоны не привело к деструкции континентальной коры. В то же время при определенных энергетических возможностях рифтогенез восточноафриканского типа может вызвать разрыв сплошности континентальной литосферы и формирование деструктивной структуры с океанической корой и зоной спрединга. Такова, например, современная рифтовая структура Красного моря. Подобный механизм, видимо, является основной причиной континентальной деструкции гондванского типа, приводящей в конечном итоге к возникновению в литосфере Земли самых разных геодинамических обстановок с характерными для них типами континентального рифтогенеза.

Восточномексиканский тип рифтогенеза неразрывно связан с развитием АКО. Рифтовые структуры этого типа и структуры сжатия в зонах субдукции формируются одновременно, образуя единый латеральный ряд элементов АКО. Это дает основание полагать, что причиной рифтогенеза восточномексиканского типа является взаимодействие континентальных и океанических плит.

Формирование тыловых рифтовых зон АКО имеет несомненное сходство с образованием задуговых бассейнов. Возможно, что некоторые задуговые бассейны возникли в ходе развития тыловых зон растяжения. В качестве примера можно привести впадину Японского моря, отделившую раннемиоценовую АКО (территории Японии) от континента [3]. В этом отношении показательно широкое развитие щелочных и бимодальных ассоциаций по обрамлению и на островах Японского моря, образующих циркумяпономорскую щелочную провинцию [28].

Отмеченное сходство свидетельствует о единых геодинамических механизмах, формирующих тыловые рифтовые зоны и задуговые бассейны. Механизм образования последних предложен Каригом [7]. Согласно его модели, детализированной в работах последователей, возникновение диапира аномальной мантии над достаточно глубоко погруженными участками зон субдукции связано с плавлением поддвигающейся плиты или образованием индуцированных конвективных мантийных струй. Можно предположить, что подобные процессы приводят и к формированию тыловых рифтовых зон АКО. Перемещающиеся к поверхности в виде струй массы образуют мантийный диапир, который вызывает в коре такие же эффекты, как диапиры рифтов восточноафриканского типа, т. е. образование разломов и грабенов.

Невадийский тип объединяет рифтовые структуры, появляющиеся на последних стадиях эволюции АКО. Предполагается, что рифтовые структуры невадийского типа возникают в результате взаимодействия континентальной и океанической плит при вовлечении в зону субдукции океанической спрединговой зоны. Эта концепция впервые была предложена для объяснения природы Провинции Бассейнов и Хребтов США [20, 4]. В соответствии с ней перемещаемый под континент центр растяжения, воздействуя на континентальную литосферу, вызывает в ней рифтообразование. Подобная модель в целом получила свое подтверждение при изучении позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии, также относимой к невадийскому типу. На примере этой рифтовой системы были получены доказательства длительного перемещения центра растяжения под континентом — почти на 600 км от его края в течение 40 млн. лет [14].

Таким образом, движущие силы, приведшие к образованию на АКО двух типов рифтовых зон — тыловых и осевых, были принципиально разными. Это, очевидно, и определило существенные различия в характере магмогенерирующих процессов, что отчетливо устанавливается при сравнении развитых в пределах этих рифтовых зон продуктов рифтогенного магматизма (см. табл.). В случае невадийского типа в подконтинентальной зоне уже существовал выступ аномальной мантии, и возникновение зоны растяжения в континентальной коре лишь способствует реализации выплавки в последней. В силу начальной «зрелости» мантийного диапира в прикорневых частях рифтовых структур невадийского типа нельзя исключать интенсивное взаимодействие мантийного вещества с континентальной корой. Вероятно, этим можно объяснить значительную роль кислых магматических пород в составе бимодальных ассоциаций, типичных для рифтовых зон невадийского типа.

Рифты Байкальского типа принадлежат к латеральному ряду структур коллизионного пояса. Рифтообразование связано с расхождением в отдельных участках пояса континентальных блоков, возникших вследствие сжатия континентальных масс в зонах коллизий. Такой механизм, в частности, обоснован для Западно-Европейской рифтовой системы [27], грабенов Западной Анатолии [24], Байкало-Монгольской рифтовой системы [5, 17]. Последняя формировалась в пределах континентального пространства, образованного ансамблем отдельных микроплит (блоков). Напряжения сжатия реализовались по границам, распро-

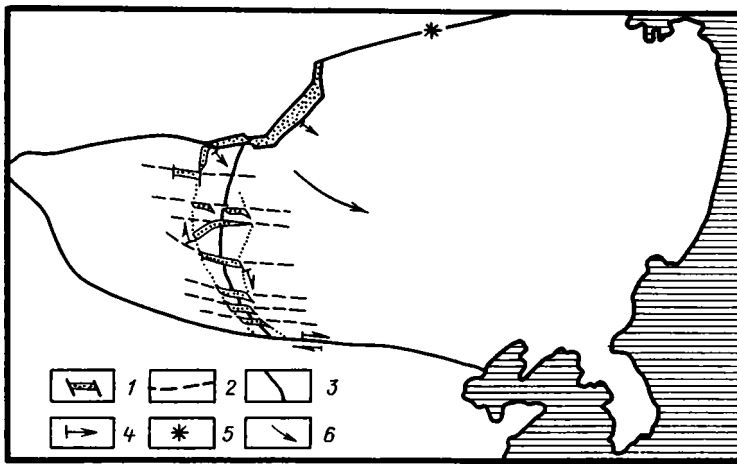


Рис. 9. Схема формирования грабенов вдоль границ Амурской плиты 1 — грабены, 2 — крупнейшие системы разломов докайнозойского заложения, 3 — границы плит, 4 — векторы перемещения отдельных блоков, 5—6 — полюс вращения (5) и направление вращения (6) Амурской плиты

страняясь на значительное расстояние от зоны столкновения Индостанской и Евразийской плит вплоть до южной границы Сибирской платформы. Одним из важнейших следствий этого тектонического процесса оказалось вращение Амурской плиты, с растяжением литосферы вдоль отдельных участков ее границ с Таримо-Джунгарской и Северо-Азиатской плитами (рис. 9). Эти растяжения индуцировали, вследствие декомпрессии, плавление мантийного вещества и образование мантийного диапира. Поэтому рифтообразование байкальского типа по своей сути является пассивным.

Приведенные данные указывают на существование несомненной связи между геодинамическими условиями проявления рифтогенеза и характером магмогенерирующих процессов. Существование разных типов континентальных рифтов обусловлено многообразием способов формирования аномальной мантии и развития диапиризма: 1) восточноафриканский и невадийский типы — подлитосферный диапиризм, инициируемый мантийными плюмами с разной глубиной заложения («горячие точки» мантии); 2) — восточномексиканский и, возможно, некоторые рифты по обрамлению зон коллизии — диапиризм, связанный с плавлением субдуцируемых плит; 3) байкальский тип — диапиризм, вызываемый декомпрессией под зонами раздвига, раскола континентальных блоков. Соответственно формирование аномальной мантии и развитие мантийного магмогенеза осуществляются в неодинаковых  $P-T$ -условиях и этим, возможно, объясняются различия в характере магматизма.

#### КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ

Выделенные типы континентального рифтогенеза различаются также по положению в геодинамическом цикле Уилсона, что можно проиллюстрировать на примере континентального рифтообразования в фанерозое Центральной Азии [16]. В конце рифея эта территория представляла континентальную область. С начала венда она была вовлечена в режим растяжения, что привело к образованию рассредоточенной системы рифтов восточноафриканского типа с характерным магматизмом (рис. 10, А). Их фрагменты сохранились по южному обрамлению Сибирской платформы в блоках дорифейской континентальной коры. Развитие рифтогенеза привело к его локализации в отдельных рифтовых зонах, где произошел раскол континентальной литосферы и возникла кора океанического типа (рис. 10, Б), что отражено в достаточно широком распространении на

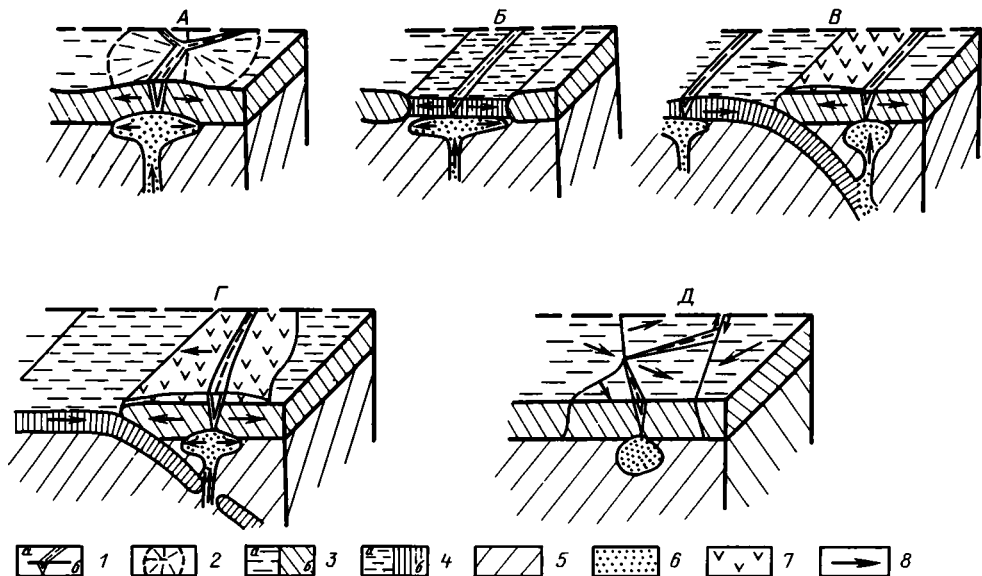


Рис. 10. Проявление континентального рифтогенеза в геодинамическом цикле Уилсона  
 А—Д — стадии цикла Уилсона: А — формирование внутриплитных рифтов (восточноафриканский тип) над «горячей точкой» мантии, Б — разрыв континентальной литосферы и формирование океанической коры с зоной спрединга, В — образование активной континентальной окраины с тыловым рифтом (восточномексиканский тип), Г — перекрытие континентом спредингового центра и образование осевого рифта АКО (невадийский тип), Д — закрытие океана и коллизия континентальных плит с формированием рифтов байкальского типа  
 1 — рифты (а — план, б — разрез), 2 — сводовое поднятие над «горячей точкой», 3 — континентальная кора (а — план, б — разрез), 4 — океаническая кора (а — план, б — разрез), 5 — астеносфера, 6 — аномальная мантия, 7 — краевой вулканический пояс АКО, 8 — направление относительных перемещений

территории Центральной Азии венд-раннекембрийских офиолитовых комплексов. Со среднего кембрия спрединговый центр сохранялся на юге региона (в современных координатах), будучи связан с развитием Палеотетиса. При этом происходило наращивание южного края Северо-Азиатского континента за счет развития островных дуг и аккреции микроконтинентов с докембрийской корой.

В девоне юг Северо-Азиатского континента представлял собой АКО андийского типа с зонально построенным краевым вулканическим поясом. На краю пояса со стороны континента формировались рифтовые структуры восточномексиканского типа (рис. 5, 10, В). В позднем палеозое АКО была расширена за счет приращения к ней блоков с герцинской корой (Южно-Монгольский геоблок). В конце карбона произошло перекрытие континентом спрединговой зоны Палеотетиса. В результате АКО была вовлечена в процесс рифтогенеза невадийского типа (рис. 7, 10, Г) (позднепалеозойская рифтовая система Центральной Азии).

Сближение Северо-Азиатского и Китайского палеоконтинентов, обусловившее поглощение спредингового центра, завершилось их столкновением в поздней перми. Формирование коллизионного пояса продолжалось и в начале мезозоя, сопровождаясь развитием континентальных рифтовых структур в его северной периферической части. С середины мезозоя большая часть Центральной Азии вступила в режим субплатформенного и платформенного развития. Территория Южной Монголии с поздней юры испытывала воздействие «горячей мантийной точки» [17] с образованием рифтов восточноафриканского типа (рис. 10, А) (позднеюрско — позднемеловая Северо-Гобийская рифтовая зона).

В палеогене территория Центральной Азии была вовлечена в процесс тектонической активизации, связанный со столкновением Евразийской и Индостанской плит. Как одно из следствий этого процесса на территории Южной Сибири и Монголии образовалась кайнозойская рифтовая система байкальского типа (рис. 10, Д).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геодинамический фактор исключительно важен для понимания природы континентальных рифтовых зон и их типизации. Образовавшиеся в различных геодинамических обстановках рифты заметно отличаются по геологическим условиям проявления и сопутствующему магматизму. В основе той или иной специфики последнего лежит неодинаковый способ формирования мантийного диапира. Это, очевидно, обуславливает и неодинаковую продуктивность магматических систем, проявленных в выделенных типах континентальных рифтов. С щелочным магматизмом восточноафриканского типа связаны крупнейшие карбонатитовые месторождения ниобия, редких земель, стронция, бария, других полезных ископаемых. Не менее крупные месторождения ряда редких элементов (бериллий, литий, олово и др.) образуются в рифтах невадийского типа в связи с кислым магматизмом. В то же время потенциальная рудоносность магматических пород в рифтах восточномексиканского и особенно байкальского типов значительно ниже. В первых известны сравнительно немногочисленные месторождения полезных ископаемых, представляющие практический интерес.

Типизация континентальных рифтов на геодинамической основе намечает конкретные пути для объяснения причин их появления, природы разнообразных ассоциаций рифтогенных магматических пород и их продуктивности. Подобная типизация может сыграть позитивную роль в связи с проведением палеореконовструкций, учитывая неоднократное проявление континентального рифтогенеза в истории Земли.

#### Список литературы

1. *Вимменауэр В.* Изверженные породы и карбонатиты Кайзерштуля. // Карбонатиты. М.: Мир, 1969. С. 195—215.
2. Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 1. 261 с.
3. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 560 с.
4. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. И.* Глобальная тектоника: магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.
5. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.
6. *Зорин Ю. А., Балк Т. В., Новоселова М. Н., Турутанов Е. Х.* Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными территориями // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1987. № 7. С. 32—42.
7. *Кариг Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 226—287.
8. *Коваленко В. И., Моссаковский А. А., Ярмолюк В. В.* Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13—29.
9. *Кузьмин М. И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
10. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
11. *Самойлов В. С.* Позднемезозойский рифтогенный магматизм Южной Монголии // Геология и геофизика. 1989. № 9. С. 12—21.
12. *Самойлов В. С., Коваленко В. И.* Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 196 с.
13. *Самойлов В. С., Иванов В. Г.* Геохимические особенности базальтов внутриконтинентальных рифтовых зон // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 1. С. 197—201.
14. *Ярмолюк В. В.* Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтовых структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 198 с.
15. *Ярмолюк В. В., Коваленко В. И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 262 с.
16. *Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Самойлов В. И.* Эволюция рифтогенеза и рифтогенного магматизма в геодинамическом цикле (на примере Монголии) // Магматизм рифтов: петрология, эволюция, геодинамика. М.: Наука, 1989. С. 27—40.

17. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Самойлов В. С. Тектоническое положение и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Азии//Геотектоника. 1991. № 1. С. 69—83.
18. Andesites: Orogenic andesites and related rocks. Willey. 1982. 360 p.
19. Antoine J. W., Martin R. G., Pylet T. G., Bryant W. R. Continental margin of the Gulf of Mexico//Continental margins. N. 4.: Springer-Verlag, 1975. P. 105—119.
20. Atwater T. Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of western North America//Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81. P. 3513—3336.
21. Barker D. S. Northern Trans-Pecos magmatic province: introduction and comparison with Kenya rift//Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. P. 1421—1327.
22. Christiansen R. L., Lipman P. W. Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States//Phil. Trans. B. Soc. London. 1972. V. A-271. P. 249—284.
23. Ma Xingyuan. Lithospheric dynamics of China//Episodes. 1988. V. 11. № 2. P. 84—90.
24. McKenzie D. Can plate tectonics describe continental deformation?//Structural history of the mediterranean basins. Paris, 1977. P. 189—196.
25. Nakamura K., Uyeda S. Stress gradient in arc-back regions and plate subduction//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. № 11. P. 6419—6428.
26. Robin C., Tournon J. Spatial relations of andesites and alkaline provinces in Mexico and Central America//Can. J. Earth. Sci. 1978. V. 15. № 10. P. 1633—1641.
27. Sengor A. M. C. Collision of irregular continental margins//Implications for foreland deformation of Alpint-type orogenes Geology. 1982. V. 4. P. 779—782.
28. Tomita T. On the chemical composition of the Cenozoic alkaline suite of the Circum-Japan sea region//J. Shanghai Sci. Inst. 1935. Sec. 2. № 1. P. 227—306.

Институт геологии рудных месторож-  
дений, петрографии, минералогии  
и геохимии РАН, Москва,  
109017

Поступила в редакцию  
15. I.1991

УДК 551.24

© 1992 г. МИРЛИН Е. Г., ЗОРИНА Ю. Г.

**РАСКРЫТИЕ ОКЕАНСКИХ И ОКРАИННЫХ СПРЕДИНГОВЫХ  
БАССЕЙНОВ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ**

Сопоставлены особенности эволюции рифтогенеза при раскрытии Атлантического океана и в переходной зоне западной и юго-западной частей Тихого океана, а также характеристики геодинамического режима спрединга на гребнях срединно-океанских хребтов и в окраинных морях в тылу островодужных систем. По своему масштабу рифтовые пояса в области сближения литосферных плит вполне сопоставимы с поясами растяжения, сформировавшимися при раскрытии Атлантики. При этом на границах дивергенции плит рифтогенез характеризуется длительностью и направленностью, а на границах конвергенции — цикличностью и относительной непродолжительностью. Кроме того, выявлена последовательная миграция рифтовых поясов в пределах переходной зоны в сторону Тихоокеанской плиты. Режим аккреции коры во многих окраинных бассейнах отличается от спрединга на гребнях срединно-океанских хребтов большей шириной полосы активного вулканизма, рассредоточенной сейсмичностью, неустойчивостью кинематики процесса разрастания. Указанные различия, существующие на разных стадиях эволюции океанских и окраинных спрединговых бассейнов, связываются с их принципиально разной природой.

Mirlin Ye. G., Zorina Yu. G. Opening of oceanic and marginal spreading basins: comparative analysis. *Geotectonics*. 1992. № 1. The article describes the correlation of specific features of rifting evolution during the Atlantic ocean opening and in the transitional zone of the western and south-western part of the Pacific ocean; it also deals with the comparison of the characteristics of the spreading geodynamic regime at the crests of mid-oceanic ridges and in the marginal seas at the rear part of island arc systems. The size of rift belts within the area of lithosphere plates convergence are comparable with that of spreading belts appeared during the Atlantic ocean opening while the riftogenesis at the plate divergence boundaries is long-lasting and directed and at the convergence boundaries is marked by rather short duration. Besides the rifting belts within the transitional zone were revealed to migrate successively towards the Pacific plate. The accretion regime of the crust in many marginal basins differs from spreading at the crests of mid-oceanic ridges by having a broader belt of active volcanism, scattered seismicity, instability of the kinematics. The mentioned differences existing at various stages of the evolution of the oceanic and marginal spreading basins, are believed to be due to their essentially different nature.

Формирование и развитие наиболее крупных полосовидных зон растяжения литосферы в позднем мезозое—кайнозое происходило в двух принципиально различных геодинамических обстановках: при дивергенции основных литосферных плит Земли и при их сближении. В обоих случаях были образованы чрезвычайно протяженные рифтовые пояса планетарного масштаба, представлявшие собой начальную стадию эволюции океанских бассейнов, где наращивание литосферы осуществляется в результате процесса спрединга. Так, раскол и распад Пангеи был ознаменован интенсивным континентальным рифтогенезом, который завершился образованием глобальной системы срединно-океанских хребтов и спредингом океанской литосферы на их гребнях [1, 3, 6]. Процессы рифтогенеза и спрединга литосферы океана в окраинных морях сопровождали также конвергенцию крупных плит в западной и юго-западной частях Тихого океана в переходной зоне к Азиатскому и Австралийскому континентам, где Е. Е. Милановским выделен Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс [5, 7, 8].

Указанным различным геодинамическим обстановкам соответствуют спрединговые бассейны двух категорий: собственно океанские и окраинные, отлича-

ющиеся как глобальным геодинамическим положением, так и площадью. Но только ли размерами и расположением в системе планетарных геоструктур исчерпываются различия между ними? Отличаются ли они первоначальными фазами развития и стилем самого процесса спрединга? Очевидно, что эти вопросы имеют существенное значение для понимания основ океаногенеза, а также его отдельных аспектов, на что уже обращалось внимание исследователей [2, 17, 18, 25].

В связи с актуальностью этих вопросов задачей настоящей работы было, во-первых, сопоставление особенностей эволюции наиболее хорошо изученных рифтовых систем Атлантики и переходной зоны западной и юго-западной частей Тихого океана и, во-вторых, сравнение характеристик геодинамического режима спрединга на гребнях срединно-океанских хребтов и в окраинных морях в тылу островодужных систем.

#### ЭВОЛЮЦИЯ РИФТОГЕНЕЗА ПРИ РАСКРЫТИИ ОКЕАНСКИХ И ОКРАИННЫХ БАССЕЙНОВ

Эволюция рифтогенеза при раскрытии Атлантики. Раскрытие Атлантического океана, как и других океанов данного типа, началось не сразу по всей его длине, а было сосредоточено первоначально в самостоятельных крупных сегментах. Так, центральный сегмент Атлантики сформировался при отделении Северной Америки от Африки, причем спрединг в этом сегменте начался в поздней юре. В Южной Атлантике, образовавшейся при раздвиге Южной Америки и Африки, наиболее древний возраст океанской литосферы, соответствующий началу спрединга, — конец раннего мела, а в Северной — палеоцен. Северный сегмент образовался при отделении Гренландии от Евразии [12].

Раскрытию каждого из этих трех сегментов предшествовала эпоха континентального рифтогенеза, в результате чего в пределах мегаконтинента сформировались протяженные разветвленные рифтовые пояса. Отмершие континентальные рифты, связанные с раскрытием океана, образовывали древовидную в плане систему впадин со «стволом» вдоль оси будущего спрединга. Ответвления отдельных рифтовых грабенов от этой линии весьма многочисленны, а их общая длина существенно превышает длину континентальной окраины, которая образовалась при раздвиге континентов (рис. 1). В развитии этих рифтовых поясов отчетливо просматривается тенденция преобразования их в срединно-океанский хребет с зоной спрединга на его гребне. Образование континентальных рифтов происходило задолго до начала спрединга и отстояло на несколько десятков миллионов лет от первоначального раздвига континентальных плит. Так, в центральном сегменте Атлантического океана начало рифтообразования относится к позднему триасу, в южном — к юре, а в северном — к раннему мелу.

Континентальные рифты, составляющие «ветви» данной древовидной системы, прекратили развитие, находясь еще на континентальной стадии, и ни один из них не превратился в зрелый спрединговый бассейн с океанской литосферой. Лишь рифты, образующие ее главный «ствол», т. е. расположенные вдоль генеральной оси раздвига континентальных плит, достигли в своем развитии стадии зрелого океанского бассейна. Если продолжить сравнение с деревом, то данная тенденция проявляется в том, что ветви последнего постепенно отмирают, а ствол продолжает жить и развиваться. При этом, однако, остается окончательно не выясненным вопрос о том, насколько перекрываются во времени начало спрединга и завершение развития континентальных рифтов, ответвляющихся от спредингового бассейна.

Благодаря такой направленности эволюции рифтогенеза формируется океанский бассейн с единым срединно-океанским хребтом и зоной спрединга на его гребне, а также пассивными континентальными окраинами, которые представляют собой плечи отмерших рифтов. От них ответвляются многочисленные



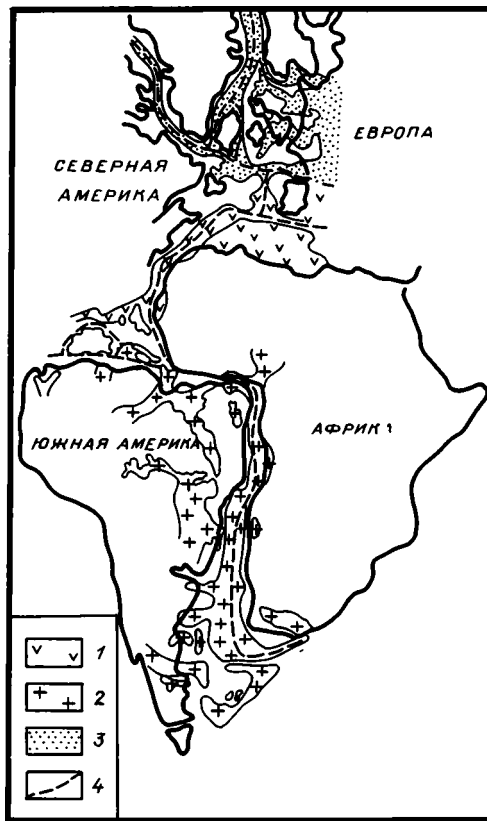


Рис. 1. Разновозрастные рифтовые пояса, связанные с раскрытием Атлантического океана, по [10] с изменениями 1—3 — рифтовые пояса: 1 — позднего триаса — средней юры, 2 — юры — раннего мела, 3 — мела — раннего кайнозоя; 4 — линия первоначального раскрытия

рифтовые грабены. Поскольку заложение и последующее развитие рифтовых поясов, а также спрединг происходили последовательно в различных крупных сегментах Атлантики, это означает, что на фоне указанной направленности эволюции наблюдается пространственно-временная неравномерность раскрытия океанских спрединговых бассейнов (рис. 2). Сходные тенденции в развитии рифтовых грабенов, а также аналогичные особенности их пространственного расположения по отношению к линии раскрытия имели место и перед формированием Индийского океана.

Эволюция рифтогенеза в западной и юго-западной частях Тихого океана. Несмотря на то что в течение кайнозоя эти части Тихого океана в геодинамическом плане представляли собой глобальную область сближения крупных плит Земли (Тихоокеанской, Индоавстралийской, Евразийской), в их пределах в этот период были широко развиты процессы растяжения как континентальной, так и океанской литосферы. Они характеризовались разной интенсивностью и длительностью и затронули самые различные по возрасту структуры, отличающиеся историей геологического развития, строением и мощностью земной коры. В совокупности это привело к образованию протяженных рифтовых поясов, состоящих из отдельных рифтов, достигших в своем развитии различных стадий растяжения коры. В них входят как рифтовые грабены с утоненной континентальной земной корой, так и бассейны, где за счет ее разрыва и раздвига сформировалась океанская кора.

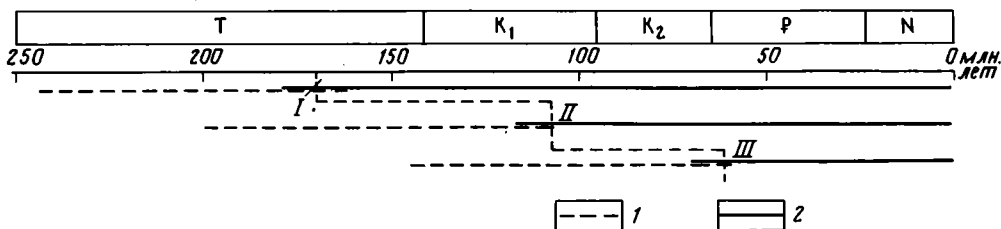


Рис. 2. Периоды развития рифтогенеза (1) и спрединга (2) при раскрытии центрального (I), южного (II) и северного (III) сегментов Атлантического океана

В пределах переходной зоны выделяются четыре сменяющих один другого во времени и в пространстве рифтовых пояса. К сожалению, показать их положение на палинспастической основе, как это сделано для Атлантического океана, не удастся в связи с отсутствием достаточно детальных палеогеодинамических реконструкций для этого региона. Реконструкции, имеющиеся в настоящее время, показывают взаимное расположение в геологическом прошлом лишь генеральных структур и взаимодействие только крупных литосферных плит [4, 18]. По этой причине на рис. 3 рифтовые пояса показаны в современной системе координат.

Самые ранние проявления рифтогенеза в пределах переходной зоны относятся к позднему мезозою и связаны с расколом и распадом австралийской окраины суперконтинента Гондваны. В результате разделения последнего сформировался первый (наиболее древний) рифтовый пояс, куда входили рифты Тасманова моря, Кэприкорт, Гипсленд, Бассова пролива. Вероятно, к нему же относятся многочисленные грабенообразные прогибы фундамента на шельфе северной Австралии, а также на склоне подводного хребта Лорд-Хау. Во всех этих рифтах процессы растяжения континентальной коры имели максимальную активность в палеоцене и сопровождались накоплением грубообломочной красноцветной формации, а также вулканическими проявлениями. Структура этих рифтов, а также их геофизические поля практически не отличаются от аналогичных геолого-геофизических характеристик других континентальных рифтовых зон.

Из всех континентальных рифтов, составляющих эту систему, лишь рифт Тасманова моря достиг зрелой океанской стадии, и в его пределах в позднем мелу начался спрединг океанской коры. В результате спрединга и отделения от Австралии блока Лор-Хау, имеющего континентальную земную кору, окраины Тасманова моря в настоящее время представляют собой плечи отмершего континентального рифта, входившего в указанную рифтовую систему.

Следующий рифтовый пояс включает в себя континентальные рифтовые зоны и спрединговые бассейны, которые начали формироваться несколько позже рифтов Тасмановоморской системы, а именно в позднем мелу—палеоцене, однако максимальная активность процессов растяжения приходится на поздний палеоцен—эоцен. В пределах этого пояса можно выделить южное, центральное и северное звенья. В южное звено входят континентальные рифты Новой Зеландии (Мунлайн и Таранаки), континентальный рифт, протягивающийся вдоль склона острова Новая Каледония, а также спрединговые бассейны Норфолк и Кораллового моря. Процессы растяжения и погружения коры во всех этих рифтах начались в позднем мелу, а завершились в разное время. В рифте Таранаки рифтогенез завершился в олигоцене, а в рифте Мунлайн — в эоцене [19]. Комплексная интерпретация данных показывает, что спрединг в котловине Норфолк протекал в эоцене. В котловине Кораллового моря установлены магнитные аномалии, соответствующие возрасту ложа 62—56 млн. лет, что подтверждается результатами глубоководного бурения.

Центральное звено данного рифтового пояса представлено котловинами Западно-Филиппинской и Сулавеси, где установлено присутствие океанской коры палеоцен-эоценового возраста. Наиболее надежно возраст спрединга определен в Западно-Филиппинской котловине по идентифицированным магнитным ано-

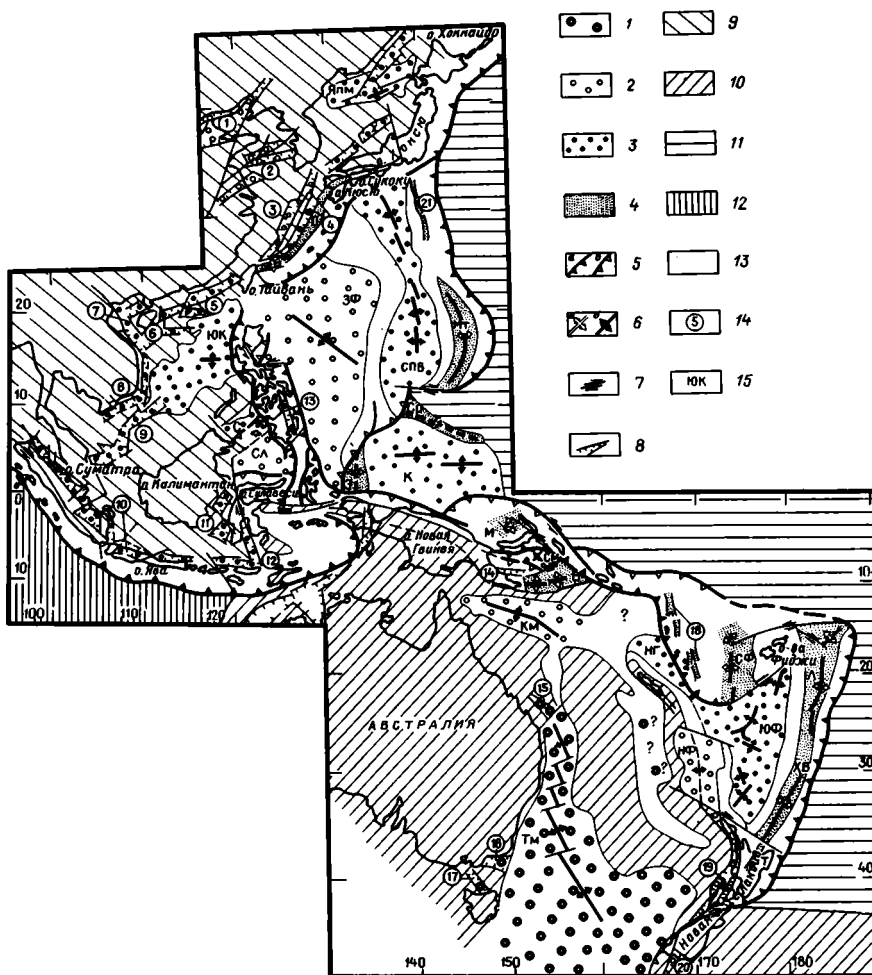


Рис. 3. Схема расположения рифтовых поясов переходной зоны западной и юго-западной частей Тихого океана 1—4 — разновозрастные рифтовые пояса: 1 — позднего мезозоя — палеоцена, 2 — палеоцена — эоцена, 3 — олигоцена — среднего миоцена, 4 — плиоцена — современности; 5 — зоны субдукции: а — активные, б — отмершие; 6 — оси спрединга: а — активные, б — отмершие; 7 — сдвиги; 8 — сбросы, ограничивающие рифты; 9—12 — литосферные плиты; 9 — Евразийская, 10 — Австралийская, 11 — Тихоокеанская, 12 — Индоокеанская; 13 — островодужные системы; 14 — рифты (цифры в кружках): 1 — Северо-Китайский, 2 — Желтоморский, 3 — Восточно-Китайский, 4 — Западно-Окинавский, 5 — Перл, 6 — Янгехай, 7 — Ханойский, 8 — Меконгский, 9 — Натунский, 10 — Суматринско-Яванский, 11 — Восточно-Калимантанский, 12 — Бони, 13 — Агусан-Давао, 14 — Тробриан, 15 — Кэприкорн, 16 — Гипсленд, 17 — Бассов, 18 — Восточно-Новогвинеидский, 19 — Таранак, 20 — Мунлай, 21 — Огасавара; 15 — зоны спрединга: Япм — Япономорская, Х — Хонсю, СПВ — Сикоку — Паресе Вела, ЗФ — Западно-Филиппинская, О — Окинава, С — Сулу, Сл — Сулавеси, Мт — Марианского трога, ЮК — Южно-Китайская, Ср — Сорол, Э — Эю, К — Каролинская, М — Манус, См — Соломоновоморская, В — Вудларк, Км — Коралловоморская, Тм — Тасмановоморская, НГ — Новогвинеидская, НФ — Норфолк, СФ — Северо-Фиджийская, ЮФ — Южно-Фиджийская, Л — Лау, Ха — Хавр, Т — Таупо

малиям, которые датируют океанскую кору с возрастом 62—37 млн. лет. Предполагается, что Западно-Филиппинская зона спрединга образовалась в результате растяжения более древней океанской литосферы Тихоокеанской плиты [16].

В северное звено рассматриваемого рифтового пояса входят континентальные рифты восточной окраины Азиатского континента: Северо-Китайский, Желтоморский, Восточно-Китайский. Хотя первые признаки вулканотектонической активности приходится на период от позднего триаса (Северо-Китайский рифт) до палеоцена (Восточно-Китайский рифт), наибольшая активность рифтогенеза относится к эоцену-олигоцену [26].

Максимальная активность процессов растяжения в третьем поясе приходится на олигоцен-средний миоцен. Он состоит из двух звеньев: западного, или азиатского, где растяжению подверглась исключительно континентальная литосфера, и восточного, или австрало-тихоокеанского, в котором преобладали процессы расщепления островных дуг и последующего новообразования океанской литосферы. В западном звене наиболее протяженной является ветвь, пересекающая окраину Азиатского континента с северо-востока (Японское море) на юго-запад (Сиамский залив). В нее входят рифты: Япономорский, Хонсю, Восточно-Китайский, Западно-Окинавский, Перл, Янгехай, Ханойский, Бакбо, Меконгский, Натунский. Отдельные фрагменты этой ветви образуют древовидные в плане системы и тройные сочленения. В некоторых ее рифтах процессы растяжения привели к полному разрыву континентальной литосферы и спредингу. Это относится к глубоководным котловинам: Япономорской, Хонсю и Южно-Китайской. Другая, более короткая ветвь этого звена обрамляет с юга Евразийскую плиту и включает в себя относительно узкие протяженные рифты Зондских островов и Макасарского пролива. В последнем случае в результате раздвига континентальных плит возникла кора океанского типа [15].

Начало формирования океанской коры в спрединговых бассейнах третьего пояса уверенно датируется по полосовым магнитным аномалиям (за исключением Соломонова моря) и подтверждается данными глубоководного бурения. Общий диапазон изменения возраста океанской литосферы в бассейнах Сикоку-Паресе Вела, Каролинском, Соломонова моря, Южно-Фиджийском составляет 38—18 млн. лет. Исключением является Новогбридская котловина, где присутствует более древняя океанская кора с возрастом 55—45 млн. лет. Тем не менее она отнесена к данному рифтовому поясу, поскольку является структурным ответвлением рифта Южно-Фиджийского моря.

Четвертый пояс включает в себя рифты, сохраняющие активность в настоящее время и протягивающиеся по восточной периферии переходной зоны. Их формирование началось около 5 млн. лет назад. В большинстве своем они связаны с расщеплением вулканических островных дуг. К ним относятся рифты: Огасавара (находящийся на начальной стадии раскрытия), Марианский, Манус, Северо-Фиджийский, Лау-Хавр, который переходит на юге в континентальный рифт Таупо о-ва Северного Новой Зеландии. Активность рифтов Сорол и Эю подтверждается повышенной сейсмичностью и аномально высоким тепловым потоком, присутствием свежих излившихся базальтов, однако структурное положение этих рифтов окончательно не выяснено. Это же относится к рифту Вудларк, хотя в его пределах выявлены и идентифицированы полосовые магнитные аномалии.

В отличие от всех вышеупомянутых рифтов трог Окинава, также входящий в данный рифтовый пояс, образовался при растяжении, утоньшении и только местами при начавшемся разрыве континентальной коры [24].

Данные о развитии рифтов, входящих в четыре указанных рифтовых пояса, суммированы на рис. 4. Рассмотрение его совместно с анализом особенностей пространственного положения последних (см. рис. 3) позволяет сделать выводы относительно закономерностей их эволюции. Нетрудно видеть, что рифтогенез в пределах переходной зоны в течение позднего мезозоя—кайнозоя характеризуется цикличностью: периоды его активности сменяются периодами относительного спада интенсивности процессов растяжения. Временные интервалы, разде-

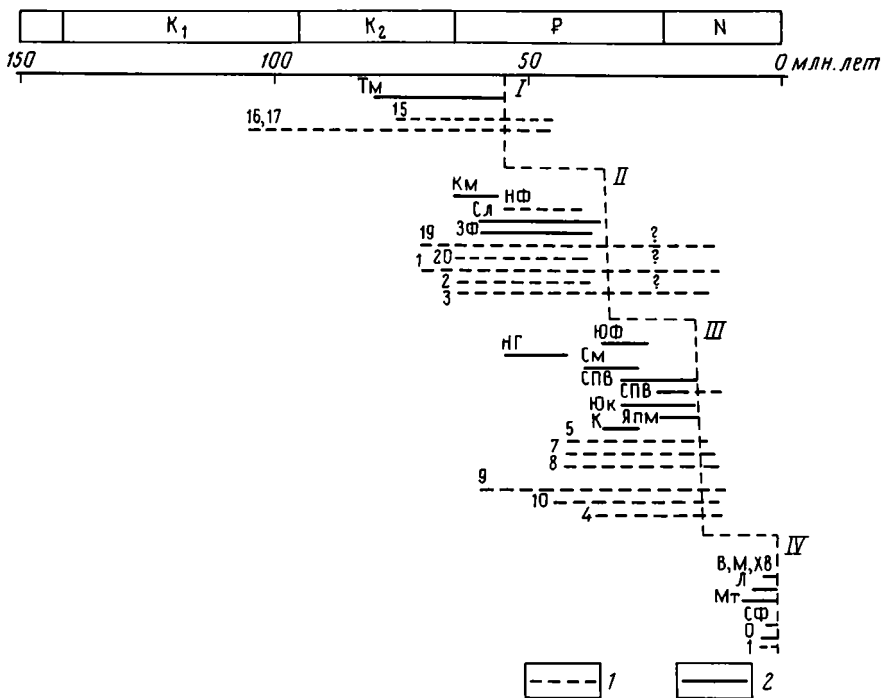


Рис. 4. Периоды развития рифтогенеза (1) и спрединга (2) при раскрытии окраинных бассейнов переходной зоны Тихого океана I—IV — разновозрастные рифтовые пояса. Наименования рифтов и спрединговых бассейнов см. на рис. 3

ляющие эти периоды, составляют в среднем ~20 млн. лет. Как было показано Е. Е. Милановским, в пределах Западно-Тихоокеанского рифтового пояса сжатие периодически чередовалось или сочеталось с сильным горизонтальным растяжением [7, 8].

Наряду с цикличностью наблюдается также направленность в развитии рифтогенеза. Она проявляется, во-первых, в последовательной миграции рифтовых поясов от Азиатского и Австралийского континентов в сторону Тихого океана, хотя отдельные ветви разновозрастных рифтовых поясов могут накладываться одна на другую. Во-вторых, продолжительность периодов активного рифтогенеза в течение рассматриваемого времени заметно сокращается от более древних к более молодым рифтовым поясам. Наиболее отчетливо эта тенденция проявилась в сокращении длительности активного спрединга в окраинных бассейнах. Длительность его в пределах самого древнего пояса составляет 25—30 млн. лет, в пределах третьего пояса (олигоцен—средний миоцен) — 10—15 млн. лет, а самого молодого — от 3 до 5 млн. лет, хотя растяжение здесь еще продолжается.

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ СПРЕДИНГА НА ГРЕБНЯХ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ И В ОКРАИННЫХ БАСЕЙНАХ

Режимы спрединга на гребных срединно-океанических хребтов (СОХ). По совокупности структурно-геофизических признаков выделяются два типа зон спрединга, соответствующих двум режимам наращивания коры: медленно-спрединговому и быстроспрединговому (таблица) [10]. Первый распространен в Атлантическом и Индийском океанах, второй доминирует в Тихом океане.

Сравнительные данные о строении зон спрединга на гребнях СОХ и в окраинных бассейнах

Геолого-геофизические данные	Зоны медленного спрединга	Зоны быстрого спрединга	Зоны спрединга в окраинных бассейнах
Полускорости спрединга, см/год	Менее 3,0—3,4	Более 3,0—3,4	1,4—4,1
Генеральная морфология дна	Глубокая (до 1,5 км) рифтовая долина	Невысокое (первые сотни метров) поднятие	Рифтовая долина глубиной до 1,5 км при малых скоростях спрединга. Выположенный рельеф при больших скоростях спрединга
Максимальные глубины очагов землетрясений, км	10	3	Нет данных
Распределение сейсмичности	Относительно узкий пояс вдоль зон спрединга и трансформных разломов	Узкий пояс вдоль зон спрединга и трансформных разломов	Рассредоточена на большой площади
Активный вулканизм	Сосредоточен в полосе шириной до 3 км	Сосредоточен в полосе шириной до 1 км	Рассредоточен в широкой полосе, встречаются побочные зоны активного вулканизма, широко распространены внеосевые подводные горы
Частота крупных перестроек кинематики спрединга	Десятки миллионов лет	Десятки миллионов лет	Миллионы лет
Перекрывающиеся зоны спрединга	Почти отсутствуют	Развиты широко	Установлены в Северо-Фиджийском бассейне
Осредненный тепловой поток в интервале возраста 0—4 млн. лет, мВт/м <sup>2</sup>	128	162	Нет данных. Максимальные значения достигают 700
Качественная картина полосовых магнитных аномалий	Линейность выражена не очень отчетливо	Линейность выражена отчетливо	Линейность выражена слабо, присутствуют изометричные аномалии
Зона перехода между блоками с противоположной магнитной полярностью	Относительно широкая	Очень узкая	Изменяется в очень широких пределах
Коровая магматическая камера	Не установлена	Установлена в ряде районов	Установлена в бассейне Лау
Петрохимия базальтов 2-го слоя	Типичные толеиты СОХ	Типичные толеиты СОХ	Толеиты, сходные с базальтами СОХ, в ряде случаев обогащенные литофилами, иногда со следами метаморфизма

Для зон медленного спрединга (полускорости его не более 3,0—3,4 см/год) характерно наличие рифтовой долины на гребне, глубина днища которой относительно прилегающих гряд может достигать 1,5 км. Зонам быстрого спрединга (полускорости превышают 3,0—3,4 см/год) свойственно невысокое поднятие гребня СОХ (первые сотни метров), местами прорезанного продольным, узким и неглубоким грабеном. Достаточно контрастные отличия между медленноспрединговыми и быстроспрединговыми зонами наблюдаются и в характере сейсмичности. Так, максимальные глубины очагов землетрясений в оси СОХ при малых скоростях разрастания достигают 10 км, а при больших — всего лишь 3 км. При этом в обоих случаях наблюдается относительно узкий пояс сейсмической активности, вытянутый вдоль зон спрединга и трансформных разломов. За пределами тектонически активных зон на гребнях хребтов сейсмической активности, как правило, не наблюдается.

Зонам медленного спрединга соответствуют значительно более интенсивные гравитационные аномалии, причем определенная по ним мощность литосферной плиты в оси хребта оказывается значительно большей, чем мощность плиты в оси быстроспредингового СОХ [21].

Указанные отличия в морфоструктуре, сейсмичности и плотностных характеристиках зон спрединга большинство исследователей связывают с различной термической структурой литосферы гребней СОХ при больших и малых скоростях раздвига плит [9, 21]. Тепловой поток, осредненный в интервале возраста океанского ложа от 0 до 4 млн. лет, при высоких скоростях составляет 162, а при малых — 128 мВт/м<sup>2</sup> [11]. Большая степень разогрева литосферы при значительных скоростях проявляется и в других характеристиках морфоструктуры. Так, гребням быстроспрединговых СОХ свойственны многочисленные перекрывающиеся зоны спрединга, практически отсутствующие на медленноспрединговых СОХ. Кроме того, под гребнями быстроспрединговых хребтов сейсмическими методами уверенно устанавливается присутствие неглубокой коровой магматической камеры, которая не обнаружена на медленноспрединговых хребтах. В то же время ее наличие предполагается на основе данных о вариациях в составе толеитов, широко распространенных на гребнях СОХ.

Какими бы существенными ни были различия между зонами медленного и быстрого спрединга, они имеют, безусловно, подчиненное значение по сравнению с принципиально важной особенностью, свойственной этим обоим типам: исключительно узкой полосой концентрации современной вулканической активности на гребнях всех без исключения СОХ. Ширина ее не превышает 3 км в медленноспрединговых зонах и уменьшается до 1 км и менее в быстроспрединговых. Именно благодаря узкой локализации вулканических экструзий формируется полосовая структура магнитных аномалий срединных хребтов. При этом степень линейности аномалий прямо зависит от указанного параметра: на медленноспрединговых хребтах она выражена слабее, чем на быстроспрединговых. Моделирование инверсионного океанского магнитоактивного слоя показывает, что ширина зоны перехода между блоками противоположной полярности, которая определяет структуру полосовых магнитных аномалий, также зависит от ширины полосы молодых базальтовых экструзий и значительно меньше в зонах быстрого спрединга [9]. Узкая локализация современной вулканической активности на гребнях СОХ делает возможным надежную идентификацию полосовых магнитных аномалий и определение возраста океанского ложа.

Еще одна особенность, общая для обоих геодинамических режимов спрединга, — его относительно устойчивый характер. Крупные перестройки кинематики разрастания дна океана на гребнях СОХ, резкие изменения его направления и скорости, перескоки оси спрединга на большие расстояния происходят редко, не чаще чем через несколько десятков миллионов лет. Это обуславливает однородность структуры срединно-океанских хребтов и монотонность морфологии полосовых магнитных аномалий.

Режим спрединга в окраинных бассейнах. Из предшествующего анализа видно, что спрединг во многих из них уже прекратился, а в других, напротив, находится на начальной стадии развития. В связи с этим в таблице суммированы данные о строении зон ныне активного спрединга, причем основной акцент сделан на анализе данных, касающихся хорошо развитых спрединговых бассейнов (Северо-Фиджийского, Лау, Вудларк, Хавр). Что касается характеристик магнитной неоднородности коры и магнитных аномалий, то для их описания использовались и материалы по уже отмершим зонам спрединга.

Полускорости активного спрединга изменяются в пределах от 1,4 (Марианский трог) до 4,1 см/год (Северо-Фиджийский бассейн). Соответственно меняется и морфоструктура зон спрединга. В первом случае, так же как и в других медленноспрединговых бассейнах (Окинава, Огасавара, Хавр, Сорол), наблюдается довольно глубокая рифтовая долина, а во втором — зона спрединга морфологически выражена гораздо менее определенно. Лишь при детальном исследо-

ваниях в Северо-Фиджийской котловине было выявлено, что она проявлена в виде перекрывающихся в плане осей разрастания, сходных с теми, которые установлены на гребне быстросрединговых СОХ.

Важнейший признак активного растяжения в окраинных бассейнах — сейсмичность, которая обладает рядом необычных особенностей по сравнению с распределением сейсмичности в зонах спрединга на гребнях СОХ. Так, в Северо-Фиджийской котловине и в северной части котловины Лау, несмотря на довольно высокую скорость спрединга, наблюдается диффузная сейсмичность, при которой многочисленные очаги мелкофокусных землетрясений зарегистрированы на значительном удалении от оси спрединга. При этом направление смещений в очагах землетрясений существенно не совпадает с вектором разрастания коры, определенным по магнитным аномалиями [14].

Детальные исследования в этих бассейнах показывают, что и активный вулканизм в их пределах имеет рассредоточенный характер. В них выявлено по крайней мере восемь различных центров вулканической активности [14]. Кроме того, в этих бассейнах распространены многочисленные внеосевые вулканические подводные горы высотой 200—400 м, расположенные на разном удалении от зоны активного разрастания коры. Сходная картина в распределении сейсмичности и вулканизма наблюдается в Марианской трогее, где на основе глубоководных исследований обнаружены многочисленные внеосевые холмы вулканической природы [20].

Рассредоточенный характер вулканической активности отражается и на структуре полосовых магнитных аномалий. В бассейнах Северо-Фиджийском и Лау они нерегулярны и могут быть прослежены лишь на коротких расстояниях. Столь специфическая для зон спрединга структура магнитного поля связана, очевидно, с рассеянным вулканизмом и образованием широкой зоны перехода между блоками прямой и обратной полярности. Все это создает трудности в корреляции магнитных аномалий и приводит к неоднозначной их идентификации. По этой причине для магнитных аномалий бассейнов Северо-Фиджийского, Лау, Сикоку предложены различные варианты их идентификации.

Структура магнитного поля во многих окраинных бассейнах усложнена также в связи с типичной для них неустойчивостью процесса разрастания коры, которая заключается в частых сменах кинематики литосферных плит переходной зоны. Периоды с различной геометрией спрединга отделены интервалами времени всего в несколько миллионов лет, что свойственно как активным, так и отмершим зонам спрединга в бассейнах Северо-Фиджийском, Вудларк, Западно-Филиппинском, Южно-Китайском, Паресе-Вела и др. Эти их особенности связываются с наличием исключительно тонкой литосферы, которая характеризуется очень высоким тепловым потоком, максимальные величины которого достигают  $700 \text{ мВт/м}^2$ . С повышенным разогревом литосферы в котловине Лау может быть связано присутствие в зоне спрединга коровой магматической камеры, несмотря на малую скорость спрединга в этом бассейне [23].

Образцы базальтов второго слоя коры свидетельствуют о широком распространении в пределах зон спрединга толеитов, сходных с толеитами СОХ. Однако в ряде случаев базальты окраинных бассейнов обогащены литофильными элементами, а в трогее Сорол выявлены метабазиты. Последнее рассматривается как свидетельство необычной геодинамической обстановки растяжения в этом трогее, которая характеризуется присутствием сдвиговой компоненты [13].

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВЫЯВЛЕННЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСКРЫТИЯ ОКЕАНСКИХ И СПРЕДИНГОВЫХ БАССЕЙНОВ

Как следует из рассмотрения эволюции рифтогенеза, рифтовые пояса в области сближения литосферных плит в переходной зоне Тихого океана по своей про-



тяженности вполне сопоставимы с наиболее крупными поясами растяжения, которые формируются в областях раздвиг основных континентальных плит Земли, что отмечалось и ранее [7, 8]. Однако режимы растягивающих напряжений, которые обуславливают возникновение и развитие этих рифтовых систем планетарного масштаба, существенно различаются. В областях раздвиг наиболее крупных континентальных плит растягивающие напряжения действуют весьма длительное время и обеспечивают устойчивую направленную эволюцию рифтогенеза. Разветвленные, древовидные рифтовые пояса, формирующиеся за многие десятки миллионов лет до раскола и раздвиг континентальных плит, преобразуются затем в единую очень узкую зону спрединга на гребне срединно-океанского хребта. Спрединг и формирование океанской литоферы после первоначального раздвиг континентов также продолжают многие десятки миллионов лет. На фоне этой тенденции наблюдается пространственно-временная неравномерность распространения полей растяжения в континентальной литосфере на ранней стадии ее раскола, что приводит к последовательному раскрытию отдельных крупных сегментов океанских бассейнов.

В противоположность границам раздвиг плит растягивающие напряжения в областях их сближения в западной части Тихого океана хотя и охватывают весьма протяженные полосовидные зоны, действуют относительно непродолжительное время и характеризуются цикличностью. Она проявляется в прерывистом характере рифтогенеза и пространственном перемещении рифтовых поясов в пределах переходной зоны. Лишь в отдельных звеньях этих поясов интенсивность растягивающих напряжений достаточна для полного разрыва литосферы, спрединга и формирования окраинных спрединговых бассейнов. Последние в процессе своего развития не образовали единых океанских бассейнов со срединно-океанскими хребтами вдоль их медианной линии. Напротив, процессы растяжения в ныне отмерших поясах имели продолжительность всего 40—70 млн. лет, после чего полностью прекратились.

Итак, сходство в эволюции рифтогенеза при раскрытии океанских и окраинных спрединговых бассейнов заключается в близости линейных масштабов полосовых зон растяжения, формирующихся в принципиально различных геодинамических обстановках. Различие между ними состоит в длительности, направленности рифтогенеза на границах дивергенции плит, цикличности и относительной непродолжительности развития отдельных рифтовых поясов на границах конвергенции.

Различие в океанских и окраинных бассейнах проявляется и в стиле спрединга в них. И в тех, и в других имеются зоны спрединга, однако в большинстве окраинных бассейнов полоса активного вулканизма значительно шире, чем в океанах на гребнях СОХ. Кроме того, в ряде бассейнов переходной зоны процесс спрединга сопровождается рассредоточенной тектонической и сейсмической активностью, а также отличается нестабильностью. Последняя проявляется в частых изменениях кинематики разрастания (резкие изменения направления и скорости, перескоки оси). Все это в совокупности приводит к усложнению структуры полосовых магнитных аномалий, слабо выраженной линейности, трудностям в их идентификации. Имеются, правда, примеры и не столь контрастных различий с характеристиками океанских зон наращивания коры, но в целом стиль аккреции коры на гребнях СОХ и в окраинных бассейнах можно считать различным.

Несомненно, что выявленные различия в строении океанских и окраинных бассейнов на ранних стадиях их эволюции, как и в стиле спрединга, связаны с тем, что природа этих двух категорий бассейнов существенно различна. Палеогеодинамические реконструкции, а также теоретическое моделирование перемещения вещества в мантии свидетельствуют о том, что распад Пангеи и формирование океанов Атлантического типа связаны с изменениями в структуре конвективных ячеек в мантии. Эта перестройка структуры конвективной циркуляции сопровождается образованием крупных мантийных диапиров и может

объяснить последовательное раскрытие отдельных фрагментов Атлантического океана, так же как и направленность эволюции рифтогенеза и вулканизма [3, 9].

Природа окраинных бассейнов принципиально иная. Выделяют три класса моделей их образования: мантийного диапиризма, астеносферной конвекции и кинематики плит [25]. Первые два класса моделей связывают формирование окраинных бассейнов с циркуляцией разогретого вещества над зоной субдукции, третий — с взаимодействием крупных плит литосферы. Выявленная миграция рифтовых поясов в сторону Тихоокеанской плиты является серьезным свидетельством в пользу модели, которая относится к третьему классу и объясняет возникновение растягивающих напряжений в тылу островодужных систем смещением зон субдукции в сторону подвигающейся океанской плиты [22]. Возможно, что именно последовательная миграция процессов растяжения в сторону океанской литосферы, которая является более тонкой и относительно легко поддается разрыву, обуславливает постепенное сокращение длительности рифтогенеза по мере уменьшения возраста рифтовых поясов. Цикличность рифтогенеза при таком подходе может быть объяснена тем, что расстояние между зоной погружения плиты и осью растяжения не может быть больше определенной величины, зависящей от реологии литосферы. Когда указанное расстояние приблизится к предельному, происходит перескок оси растяжения в сторону глубоководного желоба с образованием нового рифтового бассейна. Исходя из полученных оценок цикличности рифтогенеза, можно предполагать, что такие смещения осей разрастания происходят с периодичностью ~20 млн. лет.

Разумеется, изложенные соображения не исключают и других факторов, влияющих на формирование окраинных бассейнов и протекание в них процесса спрединга. Частые и существенные изменения кинематики раскрытия, диффузный характер аккреции коры можно рассматривать как свидетельство связи между процессами растяжения и субдукции. Из этого можно заключить, что специфика процесса спрединга в окраинных бассейнах связана не с одной, а с комплексом причин, причем на разных стадиях эволюции может доминировать тот либо иной фактор. Является, однако, совершенно очевидным, что окраинные спрединговые бассейны нельзя рассматривать как уменьшенную копию океанов атлантического типа. Различия между большими и малыми океанами Земли — океанскими и окраинными бассейнами — не исчерпываются лишь одними размерами. Они проявляются на разных стадиях эволюции и обусловлены глубинными причинами.

Авторы признательны Е. Е. Милановскому за полезное обсуждение.

#### Список литературы

1. Берк К. Эволюция континентальных рифтовых систем в свете тектоники плит. М.: Мир, 1981. С. 187—193.
2. Богданов Н. А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 222 с.
3. Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкции положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным). М.: Наука, 1978. 122 с.
4. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Седов А. П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет//Геотектоника. 1984. № 3. С. 3—16.
5. Зорина Ю. Г., Востоков Е. П., Ельянова Е. А., Родникова Р. Д. Нефтегазоносность и гидротермальные рудопоявления рифтовых систем юго-западной части Тихого океана//Обзор ВИЭМС. Мор. геология и геофизика. М., 1989. 50 с.
6. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
7. Милановский Е. Е., Никишин А. М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 3—15.
8. Милановский Е. Е., Никишин А. М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс и его место в мировой рифтовой системе//Тектонические процессы. Докл. сов. геологов на XXVIII сессии Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1989. С. 142—154.
9. Мирлин Е. Г. Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М.: Недра, 1985. 252 с.
10. Мирлин Е. Г., Пшенина И. А. Опыт количественной оценки интенсивности вулканизма и структурообразования в зонах спрединга//Геотектоника. 1989. № 3. С. 26—36.
11. Суэтная Е. И. Различия тепловых потоков в молодой коре Тихого и Атлантического океанов//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. С. 88—91.
12. Emery K. O., Uchupi P. The Geology Atlantic ocean. 1984. 988 p.

13. *Fornari D. J., Weissel J. K., Perfit M. R., Anderson R. N.* Petrochemistry of the Sorol and Ayu troughs: implications for crustal accretion at the Northern and Western boundaries of the Caroline plate//Earth and Planet Sci. Lett. 1979. № 45. P. 1—15.
14. *Hamburger M. W., Isaks R. L.* Diffuse back-arc deformation in the Southwestern Pacific//Nature. 1988. V. 332. № 6165. P. 599—604.
15. *Hamilton W. B.* Plate tectonics and island arcs//Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. № 10. P. 1503—1527.
16. *Hilde T. W. C., Lee C. S.* Origin and evolution of the West Philippine Basin: a new interpretation//Tectonophysics. 1984. V. 102. № 1—4. P. 85—104.
17. *Hilde T. W. C., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the Western Pacific and its margin//Tectonophysics. 1977. V. 38. № 1—2. P. 145—165.
18. *Jolivet L., Huchon P., Rangin C.* Tectonic setting of Western Pacific marginal basins//Tectonophysics. 1989. V. 160. № 1—4. P. 23—47.
19. *Kamp P. T. J.* Late Cretaceous-Cenozoic tectonic development of the South-West Pacific region//Tectonophysics. 1986. V. 121. № 2—4. P. 225—251.
20. *Lonsdale P., Hawkins J.* Silicic volcanism at an off-axis geothermal field in the Mariana Trough back-arc basin//Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 96. № 7. P. 940—951.
21. *Macdonald K. L.* A geophysical comparison between fast and slow spreading centers: constrains on magma chamber formation and hydrothermal activity. Hydrothermal process seafloor spreading//Cent. Proc. NATO Adv. Res. Cambridge, 1982. P. 27—51.
22. *Molnar P., Atwater T.* Inter-arc spreading and cordilleran tectonics as alternatives related to the age of subducted oceanic lithosphere//Earth Planet. Sci. Lett. 1978. № 41. P. 330—340.
23. *Morton J. L., Sleep N. H.* Seismic reflections from a Lau Basin magma chamber. Geology and offshore Resources of Pacific Island arcs — Tanga region//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Earth Sci. Ser. Tulsa: Circum-Pacific Council for Energy and mineral resources. 1985. № 2. P. 441—453.
24. *Sibuet J. C., Letouzey J., Barbier F. et al.* Back-arc extension in the Okinawa Trough//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № 1313. P. 14041—14063.
25. *Taylor B., Karner G. D.* On the evolution of marginal basins//Rev. Geophys. and Space. Phys. 1983. V. 21. № 8. P. 1727—1741.
26. *Ye H., Shedlock K., Hillinger S. et al.* The North China basin: an example of Cenozoic rifted interplate basin//Tectonics. 1985. V. 4. № 2. P. 153—169.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, 113545

Поступила в редакцию  
20.IX. 1990

УДК 550.34:551.2

© 1992 г. ХАИН В. Е., ЗВЕРЕВ А. Т.

## СЕЙСМИЧЕСКАЯ ТОМОГРАФИЯ И ГЕОДИНАМИКА

Выполнена статистическая обработка томографических карт для глубин 150, 350, 550, 1300, 2300 и 2750 км. Проведен геодинамический анализ выявленных корреляционных зависимостей скоростей сейсмических волн, амплитуды неотектонических движений, мощности коры и литосферы, рельефа геоида и других геолого-геофизических параметров. Построены динамические модели основных тектонических структур литосферы. Развитие структур разных рангов происходит под влиянием глобальной многоярусной геодинамической системы разогрева, выраженной на поверхности в виде рифтогенных образований разных типов. Она обуславливает горизонтальное сжатие коры и мантии и возникновение в них тектонических деформаций сжатия. Характер эволюции конкретных тектонических структур определяется способностью слагающего их вещества и протекающих в них автогенных процессов оказывать сопротивление общеглобальному горизонтальному сжатию.

Khain V. Ye., Zverev A. T. Seismic tomography and geodynamics. *Geotectonics*. 1992. № 1. Statistical treatment of tomographic maps for the depths of 150, 350, 550, 1300, 2300 and 2750 km has been done. Geodynamically analyzed were the revealed correlation dependances of seismic waves velocities, the amplitudes of neotectonic movements, the crust and lithosphere thickness, the geoid relief and other geologo-geophysical parameters. Geodynamic models of major tectonic structures of lithosphere have been built. The development of structures of different ranks is affected by the global multistage geodynamic system of heating expressed on the surface by various riftogenic formations. It accounts for the horizontal crust and mantle compression and for the appearance of compressional tectonic strain. The character of the evolution of specific tectonic structures is defined by the capability of the substance they are composed of and of the autogenic processes going on in them to resist global horizontal compression.

Сейсмическая томография является одним из наиболее перспективных методов исследования внутреннего строения и динамики Земли. Она основывается на регистрации сейсмических волн, распространяющихся в теле планеты по взаимно пересекающимся трассам. Относительное ускорение или замедление скоростей волн по определенным направлениям позволило установить форму и размеры областей (объемов) физических неоднородностей в мантии и составить трехмерную модель распределения в ней сейсмических скоростей, температуры и плотности. Выявленные при этом закономерности вносят существенные коррективы в существующие геодинамические модели.

По данным сейсмической томографии, в мантии наблюдаются широкие вариации скоростей сейсмических волн как в вертикальном, так и горизонтальном направлении. На томографических картах, составленных для глубин 150, 350, 550, 1300, 2300 и 2750 км [1, 16], видно, что области с устойчивыми (средними) скоростями занимают гораздо меньшие площади (объемы), чем аномальные области с относительным уменьшением или увеличением скоростей. В нижней мантии (на глубинах 1300, 2300 и 2750 км) области с устойчивыми средними скоростями вообще отсутствуют и наблюдается поле непрерывных изменений скоростей в сторону их уменьшения или увеличения (рис. 1).

На всех уровнях мантии формы аномалий скоростей имеют достаточно сложные конфигурации (в плане и вертикальном разрезе). Нередко (особенно в нижней мантии) аномалии одного знака образуют широкие поля и пояса. Обращает на себя внимание примерное равенство площадей, занимаемых положительными и

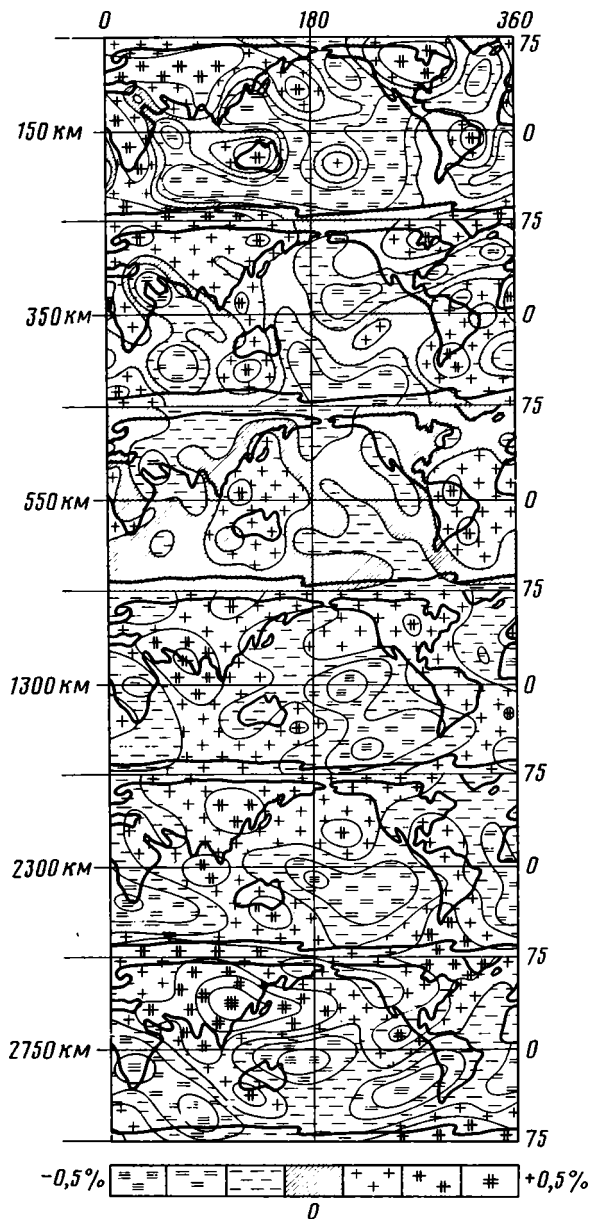


Рис. 1. Томографические карты для глубин 150, 350, 550, 1300, 2300 и 2750 км, опубликованные в [1, 16]. Внизу — шкала отклонений (в процентах) скорости сейсмических волн от ее среднего значения, характерного для данных глубин

отрицательными аномалиями. Некоторое исключение составляют уровни 150 и 2300 км, на которых незначительно преобладают (до 15—20% от общей площади каждого уровня) соответственно отрицательные или положительные аномалии.

Данные факты показывают, что примерно половина объема мантии находится в разогретом, а половина — в относительно охлажденном состоянии. Из этого следует, что динамика мантии обусловлена синхронным развитием двух глобальных геодинамических систем — охлаждения и разогрева.

Система охлаждения функционирует благодаря прогрессирующему общепланетарному охлаждению. Ее развитие связано с уменьшением удельного объема

вещества при охлаждении. Уменьшение объема сопровождается опусканием земной коры, увеличением плотности вещества и скорости сейсмических волн. Данная система обеспечивает основную (астрономическую) ветвь эволюции Земли как небесного тела — постепенное ослабление источников энергии и все возрастающее охлаждение планеты. Тектоническим следствием глобальной геодинамической системы охлаждения являются контракционные процессы и связанные с ними опускания и деформации литосферы.

Другая глобальная геодинамическая система — система разогрева — развивается синхронно с системой охлаждения. Ее функционирование обусловлено увеличением удельного объема вещества при разогреве и плавлении. В условиях гравитационного поля Земли это вызывает дегазацию, всплывание и выжимание разогретого и расплавленного вещества мантии в верхние горизонты планеты. Данные процессы приводят к магматизму, растяжению и растаскиванию литосферы.

Главной причиной разогрева, по-видимому, служат процессы дифференциации вещества мантии. При этом основным источником энергии в глобальной геодинамической системе разогрева являются процессы дифференциации, протекающие в нижней мантии на границе с ядром. Об этом свидетельствуют: интенсивный разогрев мантии на границе с ядром [16], наличие нижнемантийного астеносферного слоя на глубинах 2600—2900 км [4], флуктуации (возмущения) границы ядро — мантия [5, 16].

Глобальная геодинамическая система разогрева имеет сложную многоярусную внутреннюю структуру. Это нашло отражение в достаточно частом нарушении линейной связи отрицательных аномалий сейсмических скоростей разных глубинных уровней [1, 16]. Система разогрева имеет несколько главных ярусов развития астеносферных слоев (или протяженных астеносферных линз). Подобное заключение вытекает как из данных сейсмической томографии, так и из результатов исследования внутреннего строения Земли другими геофизическими методами. Так, развитие астеносферы в верхней (подлитосферной) мантии доказано сейсмологическими исследованиями и подтверждено изучением собственных колебаний Земли [4]. Наличие нижнемантийной астеносферы на глубинах 2600 — 2900 км, т. е. на границе с ядром, обнаружено по собственным колебаниям Земли [4] и глобальному рельефу геоида [5], а также подтверждено сейсмической томографией [16]. Предполагается, что на глубинах 700—900 км находится третья (среднемантийная) астеносфера [4], что находится в достаточно хорошем согласии с данными сейсмотомографии, указывающими на наличие протяженной астеносферной линзы под границей 670 км [1]. Весьма вероятно существование астеносферы на глубинах 1300 км, о чем свидетельствует достаточно существенное (до 20%) на этом уровне расширение площадей, занимаемых отрицательными аномалиями сейсмических скоростей по сравнению с ниже- и вышерасположенными горизонтами. Не исключено, что имеются и другие промежуточные астеносферные зоны (или линзы) генерации тепла, но, видимо, значительно меньшей мощности. Их наличие подтверждается сложными (нелинейными) связями аномалий скоростей на всех шести уровнях, для которых составлены томографические карты [1, 16].

Качественный анализ томографических карт показывает, что на глубине 2750 км общее уменьшение сейсмических скоростей, т. е. разогрев мантии, наблюдается в южном полушарии (все океанические и большая часть континентальных областей) и в восточной половине Северной Атлантики. На глубине 2300 км континенты южного полушария характеризуются увеличенными скоростями, указывающими на охлаждение мантии, но вместе с тем отрицательные аномалии в Северной Атлантике значительно расширяются, захватывая весь Атлантический океан и прилегающие части материков. На глубине 1300 км отрицательные аномалии развиты на большей части Тихого океана, в Северной Атлантике, на юго-западе Индийского океана и в Африке. На глубине 550 км картина распределения скоростей сейсмических волн резко меняется.

Ее наиболее важная особенность — крупная планетарная отрицательная аномалия, охватывающая почти всю Азию (за исключением ее самой восточной окраины), северный сектор Индийского океана и Красноморский регион (Азиатско-Индокоеанская аномалия). На модели строения Земли, построенной методом сейсмической томографии [1], понижение сейсмических скоростей, соответствующее данной аномалии, прослеживается под границей 670 км на глубину 100 — 150 км. В Тихом океане отрицательные аномалии скоростей имеются в восточной, южной и северной частях, но они значительно меньше по площади Азиатско-Индокоеанской аномалии. На глубине 350 км на месте Азиатско-Индокоеанской отрицательной аномалии, как и на более низких уровнях (1300, 2300 и 2750 км), вновь отмечается положительная аномалия. Исключение составляет лишь Красноморский регион и прилегающие к нему западные части Индийского океана, где по-прежнему наблюдается крупная отрицательная аномалия. Кроме Красноморской аномалии снижение скоростей сейсмических волн на уровне 350 км отмечается в пределах Тихого океана (за исключением большей части островных дуг), в центральных зонах Северной и Южной Атлантики и Индийского океана. На глубине 150 км отрицательные аномалии занимают большую часть всех океанов, включая и большую часть островных дуг. Исключение составляют Зондская и Курило-Камчатская дуги и зоны субдукции западной окраины Американского материка.

Сложный характер распределения отрицательных аномалий сейсмических скоростей по вертикали, обусловленный вариациями геотермического режима, указывает на то, что тепломассоперенос из нижних частей мантии (от границы ядро — мантия) в вышележащие горизонты происходит не только по вертикальным, но и по наклонным и горизонтальным каналам (зонам). Нерегулярный характер связи аномалий, имеющих на исследованных уровнях планеты, свидетельствует о многократном перераспределении тепломассопереноса и областей генерации тепла (астеносфер) в разных оболочках Земли.

Статистический анализ позволяет уточнить сложные взаимосвязи аномалий сейсмических скоростей разных уровней глобальной геодинамической системы и выделить главные (определяющие) черты ее развития.

В таблице приведены значения коэффициентов корреляции  $r$  для шести уровней мантии, для которых составлены томографические карты: 150 (СТ<sub>1</sub>), 350 (СТ<sub>2</sub>), 550 (СТ<sub>3</sub>), 1300 (СТ<sub>4</sub>), 2300 (СТ<sub>5</sub>) и 2750 (СТ<sub>6</sub>) км. Нижний предел достоверности  $r_{\min}$ , рассчитанный по формуле В. И. Романовского, составляет  $\pm 0,15$ .

Наиболее тесную корреляционную связь (таблица) имеют уровни СТ<sub>1</sub>—СТ<sub>2</sub>, СТ<sub>2</sub>—СТ<sub>3</sub>, СТ<sub>4</sub>—СТ<sub>5</sub>—СТ<sub>6</sub> ( $r = 0,4—0,6$ ). Более слабо связаны уровни СТ<sub>1</sub>—СТ<sub>4</sub>—СТ<sub>6</sub> ( $r = 0,3$ ). Наибольший разрыв связи с другими уровнями характерен для 550 км (СТ<sub>3</sub>) и в меньшей степени для 350 км (СТ<sub>2</sub>). Уровень 150 км (СТ<sub>1</sub>) имеет определенные черты преемственности от глубин 1300 (СТ<sub>4</sub>) и 2750 (СТ<sub>6</sub>) км.

В целом вырисовывается следующая картина. Нижнемантийные уровни (1300, 1600 и 2750 км) при наблюдающейся достаточной независимости положения границ положительных и отрицательных скоростных аномалий обладают вполне определенными глобальными чертами преемственности (линейной связи). Выше, на уровне 550 км, данная межуровневая преемственность резко нарушается и вновь постепенно восстанавливается в ослабленной форме на глубине 150 км (СТ<sub>1</sub>), для которой характерна слабая корреляционная связь с СТ<sub>4</sub> и СТ<sub>6</sub> ( $r = 0,3$ ). Связь СТ<sub>3</sub> с вышележащими уровнями теряется постепенно. Преемственность здесь осуществляется через СТ<sub>2</sub>, с которым СТ<sub>3</sub> имеет  $r = 0,4$ . А связь СТ<sub>2</sub> с СТ<sub>1</sub> уже достаточно тесная ( $r = 0,5$ ).

Снижение скорости, подобное Азиатско-Индокоеанской аномалии, наблюдается и под другими континентами. Наиболее четко это выражено под окраинными частями Северо-Американского и Европейского континентов Атлантического сегмента.

Корреляционная матрица для поверхности Земли, заключенной между параллелями 70° с. ш. и 70° ю. ш.

Параметры	СТ <sub>1</sub>	СТ <sub>2</sub>	СТ <sub>3</sub>	СТ <sub>4</sub>	СТ <sub>5</sub>	СТ <sub>6</sub>	h	АНТ	А <sub>о</sub>	ΔА <sub>о</sub>	t	НМ	Н <sub>о</sub>	О <sub>СУ</sub>	РЛП	ζ <sub>Н</sub>	ζ <sub>о</sub>	Δg <sub>г</sub>	T <sub>а</sub>	q	T°
СТ <sub>1</sub>	1,0	0,5	-0,1	0,3	0,1	0,3	0,6	0,5	-0,3	0	0,6	0,6	0,7	-0,2	-0,4	0	-0,3	-0,2	0	-0,3	-0,2
СТ <sub>2</sub>	0,5	1,0	0,4	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	-0,1	0,1	0,4	0,4	0,4	-0,2	-0,2	0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,2	-0,1
СТ <sub>3</sub>	-0,1	0,4	1,0	0	0	-0,1	-0,1	-0,1	0,2	0,1	0,1	-0,1	-0,1	-0,2	0,1	0,3	0,3	0	0	-0,2	0
СТ <sub>4</sub>	0,3	0,2	0	1,0	0,4	0,4	0,5	0,4	0	0,3	0,3	0,4	0,3	-0,2	-0,1	-0,3	-0,5	0,2	0	0,2	0,2
СТ <sub>5</sub>	0,1	0,2	0	0,4	1,0	0,6	0,2	0,2	0	0,1	0	0,3	0,2	-0,3	0,1	-0,3	-0,3	0	-0,1	0	0,1
СТ <sub>6</sub>	0,3	0,2	-0,1	0,4	0,6	1,0	0,3	0,3	0	0,1	0,1	0,4	0,3	-0,3	-0,2	-0,3	-0,4	0,1	0	0,1	0
h	0,6	0,4	-0,1	0,5	0,2	0,3	1,0	1,0	-0,4	0,3	0,7	1,0	0,8	0,3	-0,1	0	-0,6	-0,2	0	0	0,2
АНТ	0,5	0,4	-0,1	0,4	0,2	0,3	1,0	1,0	-0,4	0,3	0,7	0,9	0,8	0,3	-0,1	0	-0,6	-0,2	0	0	0,2
А <sub>о</sub>	-0,3	-0,1	0,2	0	0	0	-0,4	-0,4	1,0	0,5	-0,4	-0,4	-0,5	0,2	0,2	0	0,2	0,2	0	0	-0,1
ΔА <sub>о</sub>	0	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,3	0,3	0,5	1,0	0	0,3	0,1	-0,5	0,1	0,2	-0,1	0,1	0	0	0,2
t	0,6	0,4	0,1	0,3	0	0,1	0,7	0,7	-0,4	0	1,0	0,7	0,8	0	-0,3	0	-0,4	-0,2	0	-0,2	0
НМ	0,6	0,4	-0,1	0,4	0,3	0,4	1,0	0,9	-0,4	0,3	0,7	1,0	0,8	0,3	-0,1	-0,1	-0,7	-0,2	0	0	0,2
Н <sub>о</sub>	0,7	0,4	-0,1	0,3	0,2	0,3	0,8	0,8	-0,5	0,1	0,8	0,8	1,0	0,2	-0,3	-0,1	-0,6	-0,2	0	-0,2	0
О <sub>СУ</sub>	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,3	-0,3	0,3	0,3	0,2	-0,5	0	0,3	0,2	1,0	0,1	0,2	-0,1	0	0	-0,2	0,1
РЛП	-0,4	-0,2	0,1	-0,1	0,1	-0,2	-0,1	-0,1	0,2	0,1	-0,3	-0,1	-0,3	0,1	1,0	0,2	0,2	0,1	-0,1	0,2	0,1
ζ <sub>Н</sub>	0	0,1	0,3	-0,3	-0,3	-0,3	0	0	0	0,2	0	-0,1	-0,1	0,2	0,2	1,0	0,7	0,1	-0,1	-0,2	0
ζ <sub>о</sub>	-0,3	-0,1	0,3	-0,5	-0,3	-0,4	-0,6	-0,6	0,2	-0,1	-0,4	-0,7	-0,6	-0,1	0,2	0,7	1,0	0,2	-0,1	-0,1	-0,1
Δg <sub>г</sub>	-0,2	-0,2	0	0,2	0	0,1	-0,2	-0,2	0,2	0,1	-0,2	-0,2	-0,2	0	0,1	0,1	0,2	1,0	-0,1	0,1	0,1
T <sub>а</sub>	0	-0,1	0	0	-0,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	1,0	0	-0,1
q	-0,3	-0,2	-0,2	0,2	0	0,1	0	0	0	0	-0,2	0	-0,2	-0,2	0,2	-0,2	-0,1	0,1	0	1,0	0,6
T°	-0,2	-0,1	0	0,2	0,1	0	0,2	0,2	-0,1	0,2	0	0,2	0	0,1	0,1	0	-0,1	0,1	-0,1	0,6	1,0

Примечание. Расшифровка индексов дана в тексте.



С целью изучения корреляции сейсмических аномалий различных уровней мантии с тектоническими структурами земной коры рассмотрим результаты корреляционного анализа связи  $CT_{1-6}$  с рельефом поверхности Земли  $h$ , средней  $A_{HT}$ , абсолютной  $A_0$  и относительной  $\Delta A_0$  амплитудами новейших вертикальных тектонических движений, возрастом  $t$  и мощностью земной коры  $H_M$  и литосферы  $H_a$ , глобальными зонами (осями) сжатия и растяжения земной коры  $O_{CU}$  радиусом литосферных плит  $R_{ЛП}$ , рельефом нередуцированного  $\zeta H$  и исправленного (компенсированного) изостатическими редуциями  $\zeta_0$  геоида, изостатическими  $\Delta g_i$  и фоновыми магнитными  $T_a$  аномалиями, тепловым потоком  $q$  и температурой на глубине 50 км  $T^\circ$ , вычисленной на основе интерпретации данных теплового потока методом сферического гармонического анализа [9]<sup>1</sup>.

Достоверные корреляционные связи имеются (таблица) у  $CT_1, 2, 4, 5, 6$  с  $h, A_{HT}, t, H_M, H_a, \zeta_0$ , т. е. с теми параметрами, по которым отличаются тектонические структуры первого порядка — континенты и океаны [5]. Данные связи подчеркивают преимущественное развитие отрицательных аномалий сейсмических скоростей на глубинах 150, 350, 1300, 2300 и 2750 км в океанических областях Земли, а положительных — в континентальных. Это указывает на развитие глобальной геодинамической системы разогрева главным образом под океанами, а охлаждения — под континентами.

Корреляционные связи между аномалиями скоростей на глубине 550 км ( $CT_3$ ) и перечисленными выше глобальными геологическими и геофизическими параметрами континентов и океанов отсутствуют. Это означает, что скоростные аномалии обоих знаков не имеют предпочтительного развития и располагаются на этом уровне в равной степени как под океанами, так и под континентами.

Обратная зависимость скоростей сейсмических волн от рельефа компенсированного геоида, проявленная наиболее ощутимо для уровней  $CT_4, 5, 6$ , указывает на то, что разогрев мантии сопровождается накоплением избыточных масс. Наиболее вероятными процессами, ведущими к подобным последствиям, являются, по-видимому, экзотермические процессы дифференциации вещества, приводящие к накоплению тяжелого вещества в мантии и уходу из нее в верхние горизонты планеты относительно легкого материала.

Аномалии сейсмических скоростей всех шести исследованных уровней ( $CT_{1-6}$ ) не имеют устойчивой глобальной корреляционной связи с  $R_{ЛП}, O_{CU}, \zeta H, \Delta g_i, T_a, q, T^\circ$ . Особого внимания заслуживает отсутствие связи  $CT_{1-6}$  с  $q$  и  $T^\circ$ , которое свидетельствует о значительном перераспределении и локализации тепломассопереноса в литосфере. Связь  $CT$  с показателем пространственного положения зон сжатия и растяжения ( $O_{CU}$ ) выражена лишь для двух нижнемантийных уровней (2300 и 2750 км), но и здесь она очень слабая ( $r = -0,3$ ). На остальных четырех изученных уровнях положительные и отрицательные аномалии скоростей и отвечающие им области охлаждения и разогрева с примерно одинаковой вероятностью располагаются как под зонами сжатий, так и растяжений. Наличие связи  $CT_1$  и  $R_{ЛП}$  ( $r = -0,4$ ) подчеркивает, что на глубине 150 км зоны субдукции и спрединга значительно более разогревы, чем центральные части океанических плит. При этом максимальный разогрев приурочен к зонам спрединга, на что указывает обратная зависимость  $CT_1$  и  $A_0$  ( $r = -0,3$ ). Для остальных уровней ( $CT_{2-6}$ ) подобных связей не наблюдается (таблица) и области разогрева примерно в равной степени располагаются как под центральными частями океанических плит, так и под их краевыми (шовными), часто значительными по площади зонами, включающими вулканические дуги, рифтогены, талассократоны и отдельные части континентов. На уровнях  $CT_{4-6}$  корреляция вариаций сейсмических скоростей с тектоническими структурами второго порядка (подвижными поясами и платформами) полностью теряется.

<sup>1</sup> Характеристика параметров и картографических источников имеется в [5].

Отсутствие корреляции нижнемантийных аномалий скоростей с тектоническими структурами второго порядка говорит о том, что глобальная геодинамическая система разогрева функционирует благодаря ее нижнемантийным элементам — крупным областям разогрева, но конкретное тектоническое выражение имеют лишь ее верхнемантийные и коровые уровни.

Качественный и количественный анализы томографических карт и томографической модели строения Земли убеждают в значительной специфике геодинамической обстановки на глубине 550 км и под границей 670 км. Данная специфика обусловлена, как указывалось, расположением на этих глубинах под континентами крупных отрицательных аномалий сейсмических скоростей, по своей суммарной площади не уступающих подобным же аномалиям в океанах. Уменьшение сейсмических скоростей на этих глубинах под континентами определяется относительным уменьшением плотности вещества. Это подтверждается тем, что Азиатско-Индокоеанской аномалии соответствует планетарная отрицательная аномалия геоида  $\zeta_0$ , возникшая благодаря дефициту мантийных масс [5].

Для объяснения причин возникновения дефицита масс не пригодны ни термические, ни метаморфические (или метасоматические) процессы. Это вытекает из того, что «материковая» мантия до глубины 600—900 км испытывала общепланетарное охлаждение [4] и ее параметры (отсутствие достаточного количества воды, низкая проницаемость) не могут обеспечить протекание процессов метаморфизма (серпентинизации, диафтореза). Поэтому уменьшение плотности среднемантийного вещества под материками может быть связано только с появлением на этих глубинах аллохтонных масс более легкого вещества. Их привнос возможен как сверху, так и сбоку. Привнос сверху обусловлен изостатическим прогибанием внутримантийных плотностных границ при сучивании сиалического материала. Боковой привнос связан с субдуктированием материалом океанической литосферы [6, 14], выжатым под материки.

Изостатическое прогибание коры и мантии вызывает компенсирующий отток (отжимание) вещества в стороны из-под материков, место которого занимает относительно более легкое вещество вышележащих частей мантии. Отжимание осуществляется в пределах средней мантии (зона С) — ниже глубины 400 км (а при наличии субдукции — до 700 км), так как выше мантия под материками находится в условиях горизонтального сжатия, препятствующего перемещению вещества по латерали. Отжимание происходит в сторону океанов, о чем свидетельствует постепенное увеличение в этом направлении высот геоида [5].

На рис. 2 приведена плотностная и динамическая модели западной части Центрально-Азиатского орогена и прилегающих частей Индостанской платформы, иллюстрирующие изложенные положения. Характер кривых аномалий Буге  $\Delta g$ , в свободном воздухе  $\Delta g_b$  и аномалий потенциала  $\zeta_0$  показывает, что развитие орогена происходит в условиях изостатически уравновешенного увеличения мощности земной коры при дефиците среднемантийных масс. Сохранение изостазии может иметь место лишь в случае развития орогенеза за счет бокового сжатия, вызывающего синхронное сучивание сиалического материала и компенсирующий отток мантийного вещества [6].

Обращает на себя внимание то, что отрицательные аномалии потенциала  $\zeta_0$  и сейсмической скорости (СТЗ) выходят далеко за пределы Центрально-Азиатского орогена, охватывая почти всю Азию. Отрицательные  $\zeta_0$  и СТЗ характерны и для других континентов [1, 5]. Из этого следует, что упомянутые процессы сучивания и компенсирующего оттока мантийного вещества захватывают не только орогены, но и в целом все континенты.

Отсутствие при изостатическом прогибании коры и верхней мантии континентов отрицательных аномалий сейсмических скоростей на глубине менее 550 км обусловлено тем, что разогрев мантии океанов на этих глубинах настолько значителен, что его влияние на уменьшение сейсмических скоростей значительно

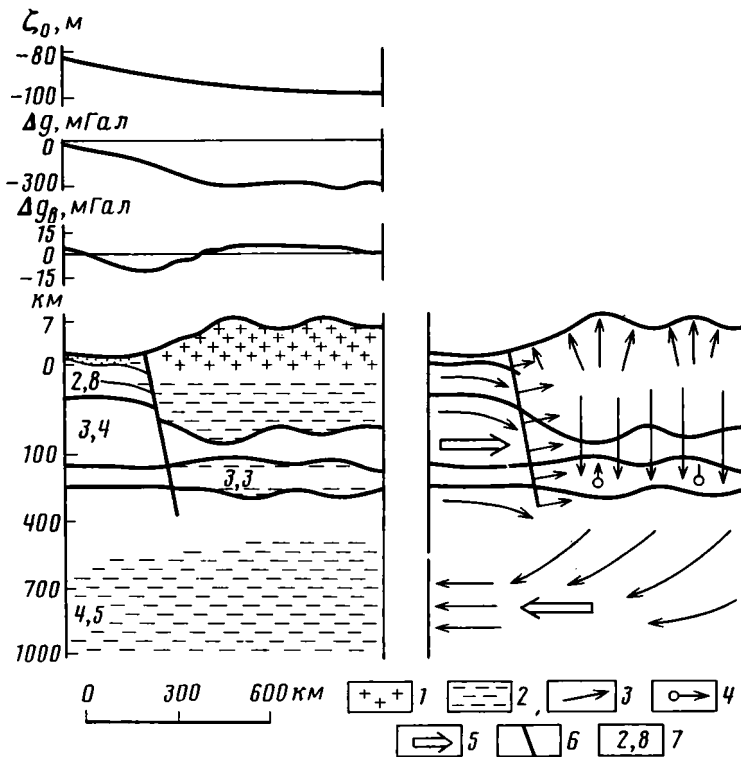


Рис. 2. Распределение гравитационных аномалий и мантийно-коровых плотностных неоднородностей в Центральной Азии и Индостане (левый рисунок) и динамическая модель, объясняющая их возникновение (правый рисунок)  $\zeta_0$  — высота компенсированного геоида,  $\Delta g$  — аномалии Буге,  $\Delta g_B$  — аномалии в свободном воздухе: 1 — избыток массы, 2 — дефицит массы, 3 — направление движения (отжимания) вещества, 4 — мантийный (астеносферный) диапиризм и магматизм, 5 — направление бокового давления, 6 — разломы, 7 — плотность вещества (в г/см<sup>3</sup>)

превосходит влияние уменьшения плотности, связанного с изостатическим прогибанием плотностных границ под континентами. При осреднении горизонтальных вариаций скоростей по планете это приводит к появлению отрицательных аномалий скоростей под океанами и положительных под континентами. В средней же мантии разогрев океанов меньше. Поэтому сейсмический отрицательный эффект прогибания плотностных границ под континентами при осреднении по планете превосходит скоростной эффект относительно слабого разогрева большей части океанической мантии (в зоне С). В результате сейсмическая томография показывает общее уменьшение или равенство скоростей сейсмических волн под континентами по сравнению с океанами.

В зонах субдукции (особенно в западной части Тихого океана) процессы компенсирующего оттока мантийного материала заторможены или выражены в ослабленной форме. Это обусловлено прежде всего тем, что здесь имеет место глубокое субдуцирование тяжелого материала океанических плит под вулканические дуги, происходящее на фоне меньших масс скученного сиалического материала и интенсивного бокового давления, поддерживающего изостатическую некомпенсированность земной коры.

По данным сейсмической томографии [1], погружающаяся под континент холодная тихоокеанская литосферы на глубине 350—550 км выжимает вверх горячее мантийное вещество. На этих глубинах на томографических картах для большей части вулканических дуг характерны положительные аномалии сейсмических скоростей. Однако на карте для глубин 1300 км [16] большая

часть дуг вновь попадает в область отрицательных аномалий (см. рис. 1). Отдельные дуги (на севере и юго-западе Тихого океана) находятся в областях отрицательных аномалий (т. е. разогретой мантии) и на более глубоких горизонтах. Аномалии захватывают не только дуги, но и обширные прилегающие пространства океанов. Таким образом, корреляции вулканических дуг, как и остальных тектонических структур второго порядка, с областями разогрева не наблюдается.

Геодинамические построения, следующие из данных сейсмической томографии и гравиметрии для верхних частей планеты в зонах вулканических дуг проиллюстрированы на примере Японской вулканической дуги на рис. 3. Интенсивное боковое давление на дугу и пододвигание под нее океанической плиты, показанные на рисунке, вытекают из результатов изучения напряжений в очагах землетрясений [4] и характера кривой  $\Delta g_b$ . Без интенсивного горизонтального сжатия дуги и пододвигания под нее океанической плиты невозможно было бы возникновение и существование двух сопряженных резких гравитационных аномалий — положительной и рядом расположенной отрицательной. Эти сопряженные гравитационные аномалии прямо отвечают сопряженным тектоническим структурам — дуге и глубоководному желобу. Равные величины положительной и отрицательной аномалий  $\Delta g_b$  указывают на равенство масс, переместившихся из глубоководного желоба и добавленных под вулканическую дугу. На геодинамической схеме (рис. 3) условно показан также возможный компенсирующий отток мантийного вещества, подобный тому, который происходит под орогенами при скупивании сиалического материала. Но интенсивность оттока из-за горизонтального сжатия, поддерживающего резкое нарушение изостазии коры, здесь должна быть гораздо меньше.

Динамическая обстановка в глубоких частях глобальной системы зон растяжения резко отличается от таковой под зонами сжатия. В рифтогенах четко выражена обратная зависимость между скоростями разрастания океанического дна и гравитационными аномалиями: с увеличением скорости уменьшаются высоты геоида ( $\zeta_0$ ), величины аномалий силы тяжести в свободном воздухе ( $\Delta g_b$ ) и изостатических аномалий ( $\Delta g_i$ ) вплоть до полного замещения положительных аномалий на отрицательные. Так, например, Африкано-Антарктическое срединному хребту и хребту Рейкьянес (рис. 4), для которых характерны самые низкие скорости разрастания дна (1,5 — 2,3 см/год), соответствуют высоты геоида более 60 м и изостатические аномалии более 20 мгал. В южной части Срединно-Атлантического хребта, где скорость спрединга достигает 4 см/год, высоты геоида соответственно понижаются до 40 м и меньше, а изостатические аномалии до нуля и слабоотрицательных значений. На Восточно-Тихоокеанском поднятии и Австрало-Антарктическом хребте, где скорости разрастания океанического дна максимальны для Земли (до 7—10 см/год и более), наблюдаются уже отрицательные значения  $\zeta_0$ ,  $\Delta g_i$ ,  $\Delta g_b$  (рис. 5).

На рис. 4, 5 приведены статические (плотностные) и динамические модели рифтогенов, поясняющие причину появления обратной зависимости скорости разрастания океанического дна и параметров гравитационного поля. Аномалии Буге и в свободном воздухе обусловлены горизонтальными плотностными неоднородностями литосферы и подлитосферных слоев («рифтовой подушкой»), аномалии потенциала ( $\zeta_0$ ) — неоднородностями средней мантии [5].

Главной закономерностью, следующей из данных гравиметрии и сейсмической томографии, является дефицит мантийных масс (разуплотнение) под рифтогенами с большими скоростями разрастания океанического дна и избыток масс (перекompенсация) под рифтогенами с малыми скоростями разрастания [3, 5, 15].

Дефицит масс под Восточно-Тихоокеанским поднятием, видимо, следует связывать с увеличением удельного объема (разуплотнением) вещества при интенсивном сквозном корово-мантийном разогреве, который, судя по сейсмической томографии, охватывает мантию в отдельных ее частях до ядра. Как следствие происходит расширение поперечных (латеральных) размеров всей системы

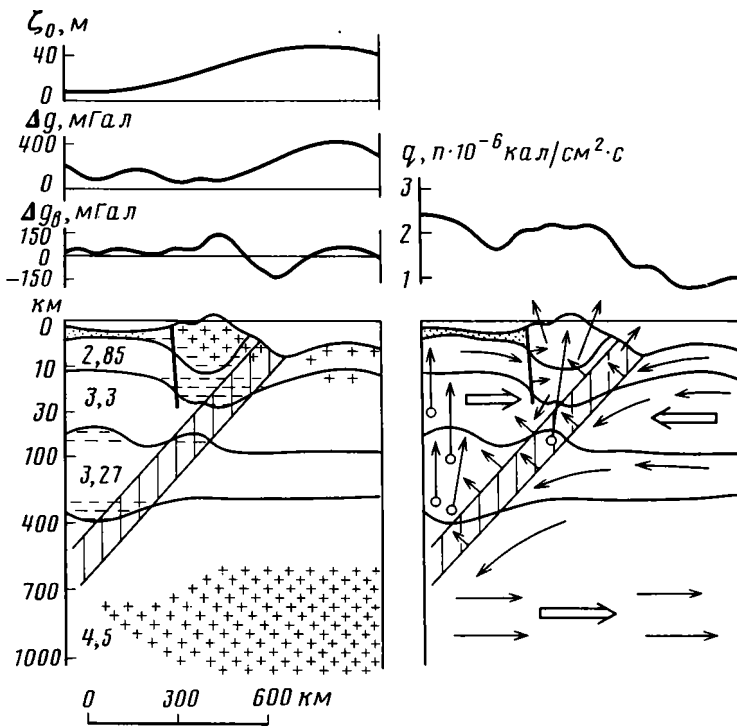


Рис. 3. Распределение гравитационных аномалий и мантийно-коровых плотностных неоднородностей в районе Японии (левый рисунок) и динамическая модель, объясняющая их возникновение (правый рисунок). Условные обозначения соответствуют рис. 2, редкая вертикальная штриховка — сейсмофокальные зоны

(колонны) разогрева и возникает мощное боковое давление на раму, вызывающее ее раздвижение и появление в ней горизонтальных напряжений сжатия (рис. 5).

Избыток масс под хр. Рейкьянес возникает в условиях относительного охлаждения мантии на глубинах 350 — 550 км [1], которые на глубинах 1300 км и более вновь сменяются разогревом [16]. Таким образом, под хребтом вертикальная колонна разогрева на глубинах, отвечающих слою С (средней мантии), деградирована (перезата). Перекомпенсация и охлаждение средней мантии обусловлены поступлением в нее дополнительных масс относительно более холодного вещества рамы за счет его поддавливания (поджимания) в срединномантийные части рифтогенной системы. При этом возможны две причины подтока вещества и соответственно появления условий горизонтального сжатия под рифтогенами на уровне средней мантии. Во-первых, это может быть боковое давление океанических плит, субдуцированных под материк из рифтогенов с большими скоростями разрастания океанического дна до срединномантийных частей рифтогенных систем с относительно малыми скоростями разрастания молодых океанов [14]. Во-вторых, горизонтальное сжатие в средней мантии может быть связано с движением вещества при его выжимании из-под областей скупивания сиалического материала [6].

Во всех рифтогенных системах, вне зависимости от скорости спрединга, в верхней мантии происходят интенсивный разогрев, плавление, мантийный диапиризм и магматизм. Это вызывает разрыв литосферы с образованием новой океанической коры. Спрединг оказывает мощное боковое давление на литосферные плиты, приводя к их раздвиганию, субдукции и горизонтальному сжатию континентов до глубины 400—700 км [6, 14].

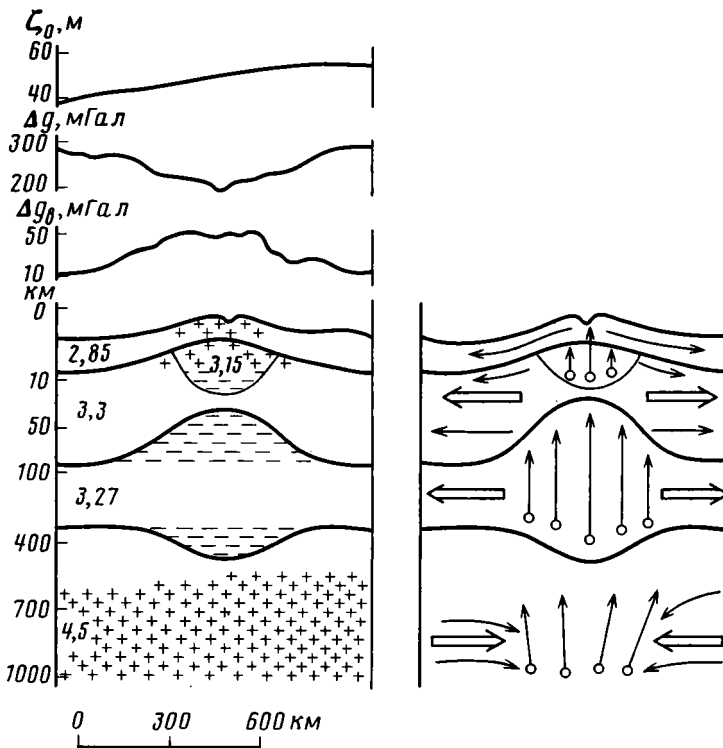


Рис. 4. Распределение гравитационных аномалий и мантийно-коровых плотностных неоднородностей под хр. Рейкьянес (левый рисунок) и динамическая модель, объясняющая их возникновение (правый рисунок). Условные обозначения соответствуют рис. 2

Таким образом, в верхней части планеты имеются два глобальных встречных потока вещества [6, 14]. Верхний поток включает земную кору и верхнюю мантию. Он направлен от рифтогенов к континентам и вызывает деформации последних и интенсивное скупивание сиалического материала в их наиболее мобильных зонах. Встречный среднемантийный поток направлен к рифтогенам молодых [14] (или всех [6]) океанов. Оба потока образуют единую взаимосвязанную динамическую систему, энергетически подпитываемую в рифтогенах глобальной геодинамической системой разогрева [6, 14]. Перестройка нижних ярусов глобальной системы разогрева вызывает полное или частичное перерождение динамической системы встречных потоков, что приводит к смене тектонических режимов и структурного плана развития земной коры [15]. Наличие компенсирующих друг друга верхнего и нижнего горизонтальных потоков вещества обуславливает относительное сохранение постоянства суммарной площади поверхности (или радиуса) Земли при образовании новых площадей океанической коры.

Согласно теории физики твердого тела, наиболее интенсивные деформации, вызываемые напряжениями сжатия при разрастании океанического дна, локализуются (концентрируются) в ослабленных зонах литосферных плит. Ослабленные зоны характеризуются наибольшей термической и механической мобильностью вещества. Термическая мобильность обеспечивается появлением у горных пород пластических свойств при разогреве. Механическая мобильность обуславливается микродислокациями и раздробленностью литосферы. Наибольшей подвижностью и, следовательно, ослабленностью обладают зоны с термической мобильностью (остаточной или вновь приобретенной).

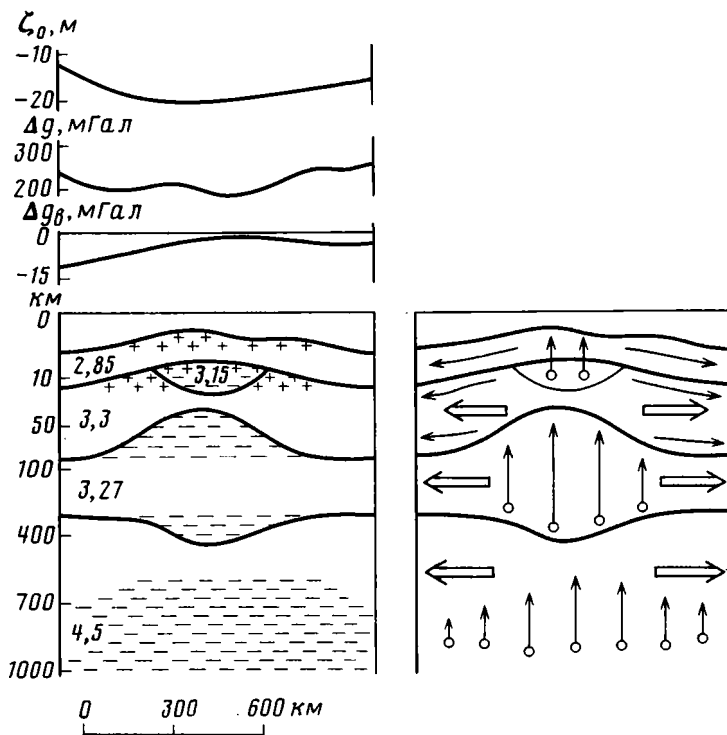


Рис. 5. Распределение гравитационных аномалий и мантийно-коровых горизонтальных плотностных неоднородностей под северной частью Восточно-Тихоокеанского поднятия (левый рисунок) и динамическая модель, объясняющая их возникновение (правый рисунок). Условные обозначения соответствуют рис. 2

Выжимание вещества подвижных зон под действием горизонтального сжатия происходит во времени и пространстве неравномерно. Это вызывает дифференциацию внутренней структуры подвижных зон (поясов) — образование поднятий за счет скупивания мантийно-корового материала и относительных (и абсолютных) опусканий (прогибов) за счет отставания в осуществлении процесса скупивания и/или развития внутренних зон субдукций. Затем происходит общее сжатие и выжимание вещества всей зоны. Дислокации горных пород за счет бокового давления сопровождаются их метаморфизмом.

Процесс выжимания развивается неравномерно не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении. Вертикальная зональность обусловлена различной степенью мобильности вещества по вертикали. При увеличении мобильности сверху вниз наиболее интенсивно выжимаются нижние части подвижных зон. Это приводит к их замещению надвигающейся (давящей) литосферной плитой, т. е. к пододвиганию последней и надвиганию на нее выжатого мантийно-корового материала мобильных зон. Подобная динамическая система известна под названием субдукции. Угол наклона граничной поверхности — зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа зависит от величины бокового давления океанической плиты и от степени мобильности мантийно-корового вещества: чем они больше, тем интенсивнее выжимание и пододвигание литосферной плиты и тем выше зона Вадати — Заварицкого — Беньофа.

При увеличении мобильности вещества снизу вверх в условиях горизонтального сжатия возникают структуры типа рампа. Однако подобные структуры возникают и в том случае, если в нижних частях системы, обладающих высокой мобильностью, внутреннее давление (например, за счет разогрева) по величине близко к внешнему горизонтальному давлению. Оно препятствует сжатию нижних частей системы

(зоны) и поэтому в большей степени деформируются ее верхние части. Подобная ситуация (обдукция) характерна для вулканических дуг с сейсмофокальными зонами, наклоненными в сторону океана.

При одинаковой по вертикали мобильности вещества горизонтальное сжатие зоны одинаково по глубине (механизм тисков) и ограничивающие ее разломы субвертикальны. Подобная ситуация реализуется в пределах щитов с «холодной» мощной литосферой и орогенов, не испытывавших мантийного разогрева.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанная геодинамическая модель, в отличие от некоторых других [2, 3, 7, 8, 10, 13] позволяет объяснить как планетарные закономерности развития Земли (глобальность проявления геодинамических процессов, синхронность развития тектонических зон сжатия и растяжения, наличие общего горизонтального сжатия литосферы, расслоенность мантии и коры, пространственно-временная преемственность тектонических режимов), так и закономерности развития тектонических структур разных рангов и типов.

К геодинамическим конструкциям, изложенным в работе, авторы пришли на основе использования независимых статистического [5, 6] и качественного методов с привлечением данных сейсмической томографии для верхней мантии [14]. Появившиеся позднее новые материалы сейсмической томографии для нижней мантии [16] подтвердили правильность выполненных авторами построений. Дальнейшее развитие предлагаемой геодинамической модели нам видится в выявлении, уточнении и конкретизации иерархии конвективных потоков, образующих в теле планеты единую многоуровневую и разноранговую систему [11, 12]. Определяющее значение при этом будут иметь новые данные сейсмической томографии высокой разрешающей способности.

#### Список литературы

1. *Андерсен Дон Л., Дзевонский А. М.* Сейсмическая томография//В мире науки. М.: 1984. № 12. С. 16—16—25.
2. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
3. *Деменцкая Р. М., Иванов С. С., Литвинов Э. М.* Естественные физические поля океана. М.: Недра, 1981. 272 с.
4. *Жарков В. Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
5. *Зверев А. Т.* Связь рельефа геоида с глобальными геофизическими полями и строением литосферы//Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 1986. № 6. С. 34—41.
6. *Зверев А. Т.* Многоярусная модель динамики литосферы//Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 168—170.
7. *Кропоткин П. Н.* Новая геодинамическая модель//Природа. 1989. № С. 70—80.
8. *Ле Пишон К., Францито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 287 с.
9. *Любимов Е. А., Любшин В. М., Парфенюк О. И.* Численные модели тепловых полей Земли. М.: Наука, 1981. 123 с.
10. Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984. 192 с.
11. *Пуцаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е.* Гетерогенность мантии и конвекция//Геотектоника. 1989. № 6. С. 3—13.
12. *Пуцаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е.* Неоднородности и конвекция в тектоносфере//Геотектоника. 1990. № 5. С. 3—8.
13. *Ункоев В. А.* Тектоника плит. Л.: Недра, 1981. 288 с.
14. *Хашин В. Е.* Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели//Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1437—1440.
15. *Хашин В. Е., Зверев А. Т.* Геодинамический анализ томографических карт//Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 1. С. 221—225.
16. *Dziewonski A. M., Woodhouse J. H.* Three-Dimensional Earth Structure and Mantle Convection//The 28-th JGC. July 9—19, 1989. Abstaets. Washington; 1989. V. I. P. 427—428.



УДК 551.243.3(477.6)

© 1992 г. РОС ЛЫЙ И. С.

## ИНВЕРСИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ И УПЛОТНЕНИЯ ПОРОД В ЗОНАХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СКЛАДОВ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Геостатическая нагрузка на погребенные антиклинальные, брахиантиклинальные и куполовидные складки создает неравномерные геодинамические напряжения, давление и уплотнение пород. Выполнены расчеты вертикального горного давления в разных зонах нормальных (симметричных) и наклонных (асимметричных) складок. Оказалось, что в симметричных складках наибольшее давление с интенсивным уплотнением пород приурочено к основаниям (центриклинальным, синклинальным частям) складок, несколько меньшее, но довольно значительное — к своду (замку) складки и наименьшее — к присводовой кольцевой зоне. В наклонных складках геодинамические напряжения и давление горных пород распределены асимметрично, причем зона наименьшего воздействия значительно шире на пологом крыле. Отмечается, что в этих зонах выше дебиты нефти и газа. Установленные особенности могут быть использованы в поисково-разведочной практике на нефть и газ.

Rosly I. S. Geodynamic stress inversions and rock thickening in the zones of oil-gas-bearing folds of the Dnepr-Donets depression. *Geotectonics*. 1992. № 1. Geostatic load on the buried anticlinal, brachyantlinal and arched folds gives rise to non-uniform geodynamic stress, pressure and rock thickening. The vertical rock pressure was calculated in various zones of normal (symmetrical) and inclined (asymmetrical) folds. The highest pressure with intensive rock thickening was found to be assigned to the basements (centriclinal, synclinal parts of the folds), somewhat lower pressure but high enough is assigned to the arch (hinge) of the fold, and the lowest — is in the near-arch circular zone. In the inclined folds the geodynamic stress and rock pressure are distributed asymmetrically, the least affected zone is much broader on the non-steep slope. These zones are found to have higher oil and gas debits. The revealed features may be used in prospecting activities for oil and gas.

В качестве основных факторов возникновения дифференцированных полей геодинамических напряжений, горных давлений и процессов уплотнения пород, локальных внутрипластовых давлений газифлюидных систем, играющих важную роль в техногенных геологоразведочном и нефтегазодобывающем процессах, следует считать геостатическую нагрузку осадочной толщи, отражающуюся с разной степенью интенсивности на самой складчатой форме (на своде, в присводовой зоне, на крыльях и периклиналях) антиклинальных, брахиантиклинальных и куполовидных поднятий.

Исходным положением для определения характера и величин геостатических нагрузки, давления и напряжений на погребенных антиклинальных и куполовидных поднятиях Днепровско-Донецкой впадины явилась закономерность «сводового эффекта» [6], заключающаяся в зональном распределении пористости и плотности песчаных пород внутри складчатых структур. Данная закономерность сводится к тому, что наибольшая пористость при наименьшей плотности песчаных пород приурочена не к своду (замку) складки, а к околосводовой кольцевой зоне, что четко проявляется в нормальных (симметричных) складках. В наклонных, косых и других типах несимметричных складок принципиальный характер эффекта сохраняется, но он становится также асимметричным. Закономерность сводового эффекта является новым свойством положительных складчатых форм деформации осадочной толщи, ранее не замеченным геологами и, видимо, имеющим универсальное для всех регионов значение.

Теоретические выводы о зональном распределении геостатического давления в пределах антиклинальных куполовидных складчатых деформаций основывались на типовых графиках плотности горных пород, составленных по средневзвешенным значениям этого параметра, взятого по материалам пробуренных скважин, расположенных вкрест простирания преимущественно погребенных складок Днепрово-Донецкой впадины (рис. 1, А, а, Б, б; табл. 1).

На рис. 1, А, б показано, что минимальные плотности пород в общем случае приурочены к зонам 5 и 9, а максимальные — к зонам 1—3, 11—13 и к сводовой зоне 6—8<sup>1</sup>. Над этим графиком изображен типовой разрез симметричной складки (см. рис. 1, А, а). Горизонтально залегающие слои  $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$  с плотностью пород, увеличивающейся с глубиной от  $\rho_1$  до  $\rho_3$  (г/см<sup>3</sup>), на глубинном уровне А перекрывают частично размытую антиклинальную складку. Эта горизонтально-слоистая толща на всей площади поверхности стратиграфического несогласия, в том числе и на линии горизонта (от  $A_1$  до  $A_{13}$ ), создает стабильную геостатическую нагрузку  $P_{const}$ . Но на границе перехода (на уровне А) горизонтального залегания пород в складчатую форму деформации силовая нормаль  $P_{const}$  в каждой точке разлагается на нормальные составляющие напряжений. В зоне точки  $A_7$  (замок свода) нормаль геостатической нагрузки разлагается на составные — вертикальную и боковые, ответвляющиеся от вертикальной под определенным углом, который зависит от крутизны крыльев складки. В точке  $B_7$  характер давления такой же, однако нагрузка увеличена весом пород, слагающих отрезок  $A_7/B_7$ . В точке  $A_6$  силовая нормаль нагрузки разлагается на вертикальную и боковые составляющие, которые как бы скользят вниз по склону складки. В этой же точке боковое напряжение  $A_7$  (составляющая 2) трансформируется в напряжение восходяще-наклонного вспучивания (нормаль  $A_2^2$ ). В зоне точки  $A_5$  нормаль нагрузки, разлагаясь, веерно отражается от поверхности складки. Причем сила  $A_2^2$  суммируется с напряжением  $A_2^2$ , составляя восходящее напряжение  $A_2^2$ . Зоны  $A_4$  и  $A_3$ , морфологически представляющие собой наиболее крутые части крыльев (периклиналей) складок, можно сравнить с весами, не сбалансированными грузом. Основное геодинамическое напряжение направлено по касательной (или же под острым углом) к склону поднятия, а в зоне  $A_2$  (основание складки, переходная зона к синклинали, центриклинали) оно суммируется с вертикальной составляющей, создавая максимальные давление и уплотнение пород.

Механизм возникновения геодинамических напряжений, давления и процессов уплотнения пород внутри погребенной складки, на срезе Б (см. рис. 1, А, а), в принципе не отличается от описанного выше, но результат его действия более контрастный, т. е. сама складчатая форма способствует более выразительному проявлению эффекта вспучивания в зонах 5 и 9, более мощному давлению (интенсивному уплотнению пород) в зонах 2 и 12, о чем свидетельствует график б на рис. 1, А.

Геостатическая сущность этого явления заключается в том, что жесткими опорами симметричной складки являются участки зон  $A_2$ — $A_3$ ,  $A_{11}$ — $A_{12}$  на крыльях и зона  $A_7$  свода. Породы же в зонах  $A_5$ ,  $A_9$  как бы висят на этих опорах (в плане это кольцевые зоны).

Модель распределения геодинамической напряженности наклонных складок (см. рис. 1, Б) отличается от предыдущей прежде всего своей асимметричностью. Зональность симметричной складки с разными физическими свойствами пород, изображенными в виде графика б на рис. 1, А и указывающими на четкую закономерность сводового эффекта [6], от аналогичной зональности графика б на рис. 1, Б отличается тем, что в последнем присводовая зона 5 крутого крыла в 3—4 раза уже. Поле низкоплотных пород пологого крыла расширено, охватывая зоны 7—10. Узкая сводовая зона уплотненных пород с давлением до 1040 кг/см<sup>2</sup>,

<sup>1</sup> Условная зональность заимствована из [2].

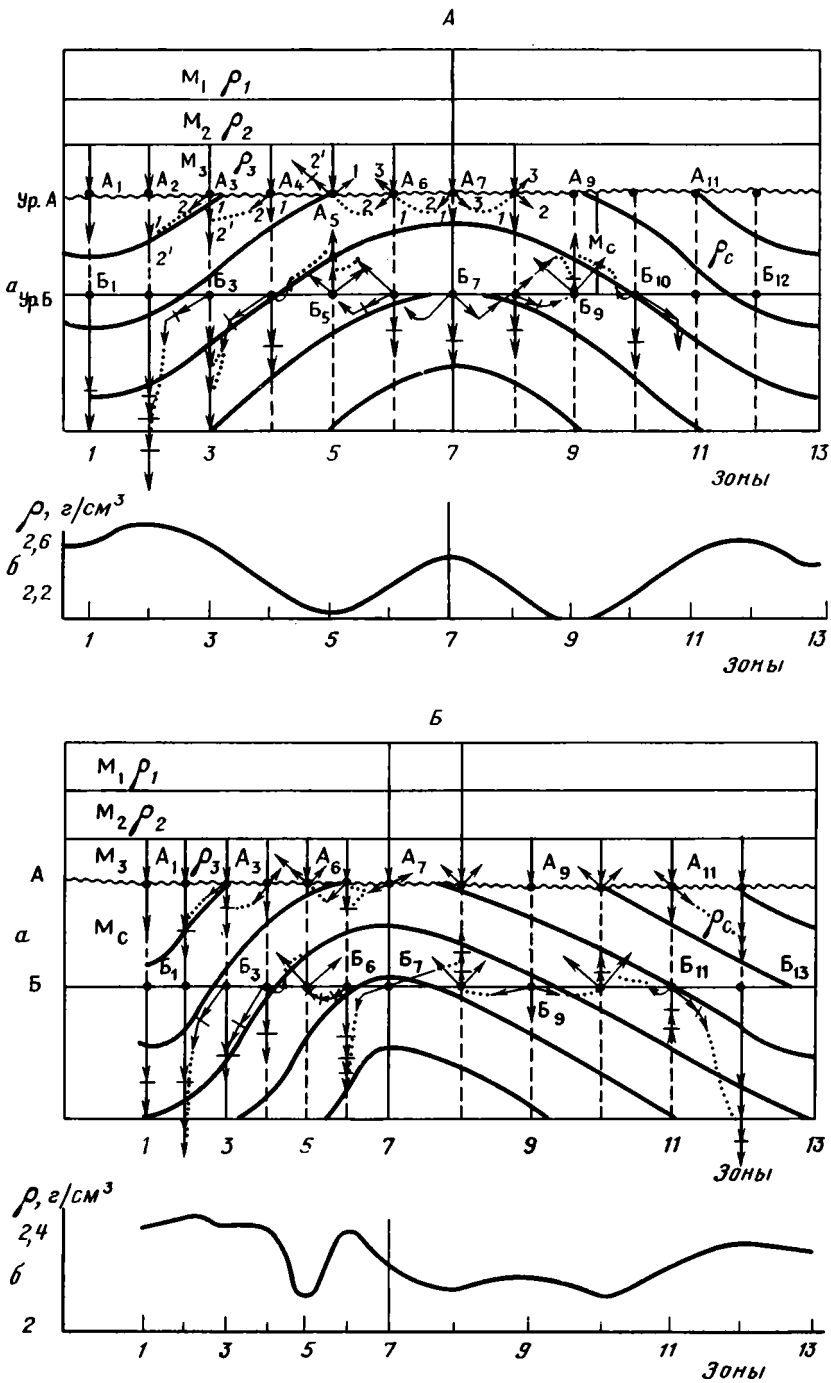


Рис. 1. Модели распределения геодинамической напряженности симметричных (А) и асимметричных (Б) антиклинальных и куполовидных складок  
 а — разрез погребенной симметричной (на А) и асимметричной (на Б) складки; б — типовой график плотности песчаных пород горизонтального уровня  $B_1$ — $B_{13}$  (на А и Б). Буквы на рисунке и другие знаки объяснены в тексте

Зональное распределение плотности ( $\rho$ , г/см<sup>3</sup>), пори-  
ления ( $P$ , кг/см<sup>2</sup>) на антиклинальных и куполо-

Зона складки	Синклиналь		Юго-западное крыло						Присводо- вая зона юго-запад- ная	
	1		2		3		4		5	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2

Симметричные (нормальные) складки

Богдановская	$\frac{12,1}{2,35}$	440	—	—	—	—	—	—	$\frac{18,9}{2,10}$	363
Прилуцкая	$\frac{11,3}{2,40}$	361	—	—	—	—	$\frac{14,0}{2,28}$	351	$\frac{22,7}{2,20}$	280
Мильковская	—	—	—	—	$\frac{14,6}{2,40}$	568	—	—	$\frac{20,3}{2,05}$	267
Семенцовская	—	—	—	—	$\frac{13,8}{2,32}$	926	$\frac{15,8}{2,25}$	322	—	—
Солоховская	—	—	$\frac{8,6}{2,47}$	840	$\frac{10,3}{2,50}$	848	$\frac{9,4}{2,51}$	850	$\frac{11,5}{2,39}$	488
Котелевская	—	—	$\frac{12,3}{2,38}$	980	$\frac{13,6}{2,35}$	977	—	—	$\frac{13,9}{2,30}$	370
Холмская	$\frac{5,7}{2,50}$	329	—	—	—	—	—	—	$\frac{20,2}{2,13}$	261

Несимметричные (наклонные) складки

Артюховская	—	—	$\frac{12,7}{2,43}$	898	—	—	$\frac{11,0}{2,47}$	902	—	—
Анастасьевская	$\frac{12,8}{2,38}$	920	$\frac{12,5}{2,41}$	924	—	—	—	—	$\frac{16,3}{2,25}$	324
Гадяцкая	$\frac{9,4}{2,40}$	1043	$\frac{10,0}{2,43}$	1048	—	—	$\frac{10,8}{2,34}$	1035	—	—
Новогригорьевская	—	—	$\frac{8,5}{2,57}$	466	—	—	$\frac{9,4}{2,41}$	450	—	—
Тимофеевская	$\frac{9,3}{2,40}$	859	—	—	—	—	$\frac{16,8}{2,30}$	850	$\frac{17,0}{2,19}$	328
Лебяковская	$\frac{16,3}{2,48}$	390	—	—	$\frac{16,9}{2,45}$	387	$\frac{14,0}{2,50}$	394	$\frac{23,5}{2,10}$	257

Примечание. 1 —  $n/\rho$ ; 2 —  $P$ .

что в 2,7 раза превышает давление присводовой зоны 5 и зон пологого крыла, смещена в сторону крутого крыла. На пологом крыле нормальные составляющие напряжения приобретают тангенциальную направленность (в точках А<sub>7</sub> и А<sub>9</sub>) или же отражательно-верную, проявляющуюся в процессах вспучивания и разуплотнения пород (в зонах А<sub>8</sub>, А<sub>10</sub>).

Таким образом, исходя из графиков распределения плотности горных пород (см. рис. 1, А, Б), можно сделать вывод, что геодинамические напряжения и геостатическое давление на антиклинальных и куполовидных складках Днепровско-Донецкой впадины зависят не только от геостатической нагрузки, но и от тех структурных условий (по отношению к элементам складки), в которых эти параметры определяются.

При горизонтально-слоистом залегании геостатическое давление зависит от мощности (М) вышележащего осадочного комплекса. Следовательно, давление на единицу площади (см<sup>2</sup>, м<sup>2</sup>) создается массой пород и определяется произведением их объемного веса (плотности  $\rho$ ) на мощность, т. е.

стости (н, %) пород и геостатического давлений в складках Днепровско-Донецкой впадины

Зона свода						Присводная зона северо-восточная		Северо-восточное крыло						Синклиналь	
6		7		8		9		10		11		12		13	
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
$\frac{12,3}{2,30}$	369	$\frac{11,9}{2,40}$	442	$\frac{9,9}{2,45}$	444	$\frac{14,6}{2,35}$	440	$\frac{19,6}{2,15}$	365	—	—	—	—	—	—
$\frac{18,0}{2,35}$	358	$\frac{16,7}{2,38}$	360	$\frac{11,9}{2,41}$	361	$\frac{26,0}{2,17}$	267	$\frac{16,9}{2,32}$	354	—	—	$\frac{12,9}{2,34}$	357	—	—
—	—	—	—	$\frac{18,1}{2,25}$	478	$\frac{20,2}{2,0}$	263	—	—	—	—	$\frac{18,1}{2,27}$	480	—	—
$\frac{12,6}{2,52}$	964	$\frac{10,1}{2,50}$	961	—	—	$\frac{16,2}{2,20}$	311	$\frac{16,5}{2,22}$	317	—	—	$\frac{14,3}{2,27}$	921	—	—
$\frac{9,8}{2,50}$	848	—	—	—	—	$\frac{11,0}{2,40}$	511	—	—	$\frac{9,5}{2,47}$	840	$\frac{8,0}{2,44}$	838	—	—
—	—	—	—	—	—	$\frac{12,6}{2,39}$	981	$\frac{13,3}{2,32}$	—	$\frac{11,6}{2,45}$	994	—	—	—	—
—	—	$\frac{13,6}{2,31}$	319	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$\frac{11,3}{2,46}$	901	$\frac{12,6}{2,35}$	438	$\frac{16,2}{2,20}$	410	$\frac{13,3}{2,32}$	432	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	$\frac{18,4}{2,20}$	279	$\frac{14,0}{2,30}$	899	$\frac{14,6}{2,35}$	911	$\frac{14,5}{2,37}$	919	—	—	$\frac{11,4}{2,40}$	924	—	—
$\frac{10,5}{2,37}$	1040	$\frac{11,5}{2,33}$	393	—	—	$\frac{11,9}{2,34}$	416	—	—	—	—	—	—	—	—
$\frac{8,0}{2,59}$	471	$\frac{9,8}{2,42}$	450	—	—	—	—	$\frac{17,6}{2,17}$	280	—	—	—	—	—	—
—	—	$\frac{17,6}{2,19}$	328	—	—	$\frac{15,6}{2,30}$	850	$\frac{12,3}{2,37}$	858	—	—	—	—	$\frac{10,9}{2,36}$	856
$\frac{21,0}{2,20}$	359	$\frac{25,4}{2,04}$	194	—	—	$\frac{25,0}{2,05}$	194	—	—	—	—	—	—	—	—

$$P = \rho M. \quad (1)$$

В связи с тем что с каждым интервалом глубины мощность пород и их плотность увеличиваются, геостатические нагрузки и давление будут последовательно нарастать до тех пор, пока горизонтально-слоистый уровень залегания с глубиной не сменится, чаще всего через стратиграфическое несогласие, наклонным, т. е. складчатой формой (погребенной складкой), показанной ниже уровня А на рис. 1, А, Б. Над каждой точкой от А<sub>1</sub> до А<sub>13</sub> погребенной антиклинальной или куполовидной структуры нагрузка и давление горизонтально залегающей толщи будут стабильными ( $P_{const}$ ), состоящими из суммы  $P_1, 2, \dots$  элементарных слоев (группы пластов, интервалов), обладающих соответственно глубине плотностями  $\rho_1, \rho_2$  и т. д.

$$P_{const} = P_1 + P_2 + \dots + P_n = \rho_1 M_1 + \rho_2 M_2 + \dots + \rho_n M_n = \sum_1^n \rho M. \quad (2)$$

По формуле (2) на основе фактических данных об изменениях плотности пород с увеличением их глубины в пределах Днепровско-Донецкой впадины

[1, 4, 5], а также в других регионах [3] рассчитано геостатическое давление для случая горизонтально-слоистого залегания горных пород, на том или ином уровне перекрывающих складчатую структуру (табл. 2).

Распределение геостатического давления внутри складчатых деформаций (антиклиналей, брахиантиклиналей, синклиналей, куполов и пр.), по всей видимости, должно быть значительно сложнее, чем в горизонтально-слоистых толщах. Это связано с тем, что какая-то часть складки принимает основную нагрузку массы горных пород, как отмечалось выше, тогда как с другой части подобная нагрузка снимается. Для всех видов складок к тому же существенное влияние на величину их вертикального геостатического давления могут оказывать тангенциальные напряжения. Но так как в каждом конкретном случае такие напряжения без специальных исследований и замеров практически учитывать невозможно, то расчетную величину давления по данной методике правомерно именовать «условной».

Ранее проведенные исследования [6] показывают, что на симметричных поднятиях на одном гипсометрическом уровне наибольшая пористость (до 26%) с наименьшей плотностью (до  $2 \text{ г/см}^3$ ) песчаных пород приурочена к около-сводовой кольцевой зоне 5-9 (см. рис. 1, А, б). По сравнению с ней в зоне свода (6-8) плотность пород увеличивается в среднем на  $0,11-0,35 \text{ г/см}^3$ , а в зоне крыльев (2, 3-11, 12) — на  $0,12-0,40 \text{ г/см}^3$ . На несимметричных складках (см. рис. 1, Б, б) экстремальная разность плотностей песчаных пород колеблется в пределах  $0,10-0,44 \text{ г/см}^3$  (см. табл. 1). Основываясь на этих данных, мы вправе заявить, что практически при одинаковой геостатической нагрузке вышележащих пород на определенном гипсометрическом уровне складки существуют мозаичное геодинамическое поле и различные геостатические давления: более высокие плотности пород соответствуют большим геостатическим давлениям, меньшие плотности — меньшим давлениям. В таком случае можно записать, что

$$\rho = f(P). \quad (3)$$

Следовательно, имея физические определения плотностей пород по скважинам глубокого бурения, сравнивая показатели табл. 2, можно судить и о геостатическом давлении в разрезе складки. Однако, решая эту обратную задачу определения  $P$  по значениям  $\rho$ , необходимо еще раз акцентировать внимание на закономерности зонального распределения разноплотностных пород [6] на каждой симметричной или асимметричной складке (см. рис. 1, А, б; Б, б), т. е. в каждой зоне складки геостатическое давление будет различным. На крыльях в кольцевых зонах 1-13, 2, 2-12, 3-11, частично 4-10, в сводовой зоне 7, частично 6-8 (на уровне Б в точках Б1, Б13, Б2, Б12, Б3, Б11, Б4, Б10, Б7, Б6 и Б8, см. рис. 1, А), плотность пород находится в прямой зависимости от геостатической нагрузки ( $P_c$ ): чем больше  $\rho_c$ , тем больше воздействие  $P_c$ . В пределах складчатой деформации оно равно

$$P_c = P_{c1} + P_{c2} + P_{c3} + \dots + P_{cn} = (\rho_c M_c)_1 + (\rho_c M_c)_2 + \dots + (\rho_c M_c)_n = \sum_1^n \rho_c M_c \quad (4)$$

Однако истинное геостатическое давление в точках разреза указанных зон будет представлять сумму  $P_{\text{const}}$  и  $P_c$ . В этом случае

$$P = P_{\text{const}} + P_c = \sum_1^n \rho M + \sum_1^n \rho_c M_c. \quad (5)$$

В кольцевой приводовой зоне 5-9, частично 4-10 и 6-8, значения плотности и пористости пород показывают, что распределение геостатического давления здесь иное: вертикальные напряжения, как отмечалось, трансформируются в тангенциальные, а в ряде случаев нормальная составляющая приобретает даже

Усредненные значения плотности пород ( $\rho$ , г/см<sup>3</sup>) и геостатической нагрузки ( $P_{const}$ , кг/см<sup>2</sup>) горизонтально-слоистых толщ Днепровско-Донецкой впадины

Интервал глубин, м	$\rho$ пород			$P_{const}$
	глинистых	песчанистых	средняя для интервала	
0—200	1,50	1,65	1,54	30,8
200—400	1,60	1,70	1,60	62,0
400—600	1,75	1,80	1,70	97,8
600—800	1,85	1,90	1,85	134,8
800—1000	2,00	2,00	1,95	173,8
1000—1200	2,09	2,07	2,04	214,6
1200—1400	2,18	2,14	2,12	257,0
1400—1600	2,26	2,22	2,20	301,0
1600—1800	2,32	2,27	2,27	346,4
1800—2000	2,38	2,33	2,32	392,8
2000—2200	2,39	2,36	2,36	440,0
2200—2400	2,40	2,39	2,38	487,6
2400—2600	2,41	2,40	2,41	435,8
2600—2800	2,43	2,42	2,42	584,2
2800—3000	2,45	2,43	2,44	633,0
3000—3200	2,46	2,46	2,46	682,2
3200—3400	2,47	2,48	2,48	731,8
3400—3600	2,49	2,50	2,50	781,8
3600—3800	2,50	2,52	2,51	832,0
3800—4000	2,52	2,53	2,52	882,4
4000—4200	2,54	2,54	2,54	933,2
4200—4400	2,55	2,57	2,56	984,4
4400—4600	2,56	2,60	2,58	1036,0
4600—4800	2,58	2,61	2,60	1088,0
4800—5000	2,60	2,63	2,62	1140,4

*Примечание.* Плотность глинистых и песчанистых пород приведена для максимальной глубины интервала.

восходящую направленность. На определенном глубинном уровне в принципе отмечаются три варианта плотностной характеристики пород разреза: 1) плотность пород в присводовой зоне складки (на уровне Б, например, в точке Б<sub>9</sub>) больше плотности пород подошвы вышележащей горизонтально-слоистой перекрывающей толщи (на уровне А, в точке А<sub>9</sub>, см. рис. 1, А, а, Б, а) — Анастасьевская, Прилукская, Котелевская и другие складки); 2) плотность пород равна (например, плотности в точках Б<sub>5</sub>=А<sub>5</sub> — Гадячская, Семенцовская складки и 3) ниже плотности пород подошвенной части перекрывающей толщи (Богдановская, Тимофеевская, Артюховская и другие складки). По таким вариантным соотношениям можно сделать соответствующие выводы.

1. Геостатическое давление в присводовой зоне (5 и 9) выше, чем в подошве перекрывающей горизонтально-слоистой толщи. Скорее всего оно создано не вертикальной нагрузкой, а восходящими структуроформирующими геодинамическими напряжениями процессов в сдвигания, выгибания. В таком случае  $P_{const}$  и восходящие напряжения суммируются, в результате чего породы становятся плотнее.

2. Поскольку плотность пород одинакова, то, естественно, никакого воздействия на них ни сверху, ни сбоку нет. Следовательно, породы в данном блоке складки находятся как бы в свободном геостатическом положении.

3. Создалось такое геодинамическое напряжение, когда породы складки в зоне находятся как бы в висячем положении и вынуждены растягиваться, разуплотняться. Это возможно при напряжении, возникающем в результате оседания локальной присводовой зоны складки (в точках Б5 и Б6 относительно точек А5 и А9 на рис. 1, А, а; в точках Б5, Б8, Б10 относительно точек А5, А8 и А10 на рис. 1, Б: а) в периоды частичного расформирования поднятий [5].

Для каждого из указанных выше случаев предлагается своя методика определения геостатического давления. В наиболее простом из них (втором —  $P_{2г}$ ), когда плотность пород в подошве перекрывающей толщи (на уровне А) равна плотности пород ниже расположенной зоны складки (на уровне Б), давление геостатической нагрузки горизонтально-слоистой толщи не изменяется, не увеличивается и не уменьшается, т. е.

$$P_{2г} = P_{const}, \quad (6)$$

где  $P_{2г}$  — геостатическое давление в зоне складки на уровне Б5, (Б9) второго варианта соотношения плотностей.

Когда же плотность пород складки зоны 5-9 (в точках Б) превышает плотность их в подошве горизонтально-слоистой толщи (в точках А) и это превышение обусловлено восходящими напряжениями, которые суммировались с  $P_{const}$ , то в принципе по значению плотности, показанной в табл. 2, можно определить и соответствующее геостатическое давление по первому варианту соотношений ( $P_{1г}$ )

$$P_{1г} = f(\rho_{1г}). \quad (7)$$

В третьем случае, когда плотность пород присводовой зоны ниже плотности перекрывающих слоев, геостатическое давление горизонтально-слоистой толщи пород в зоне складки ( $P_{2г}$ ), по всей видимости, уменьшается на некоторую величину. Эта величина будет равна той части геостатической нагрузки, которая образуется разностью веса пород большей и меньшей плотности, т. е.

$$P_{3г} = P_{const} - M_c(\rho_{const} - \rho_c). \quad (8)$$

Таким образом, пользуясь формулами (5) — (8), можно рассчитать суммарное условное геостатическое давление на определенном уровне (Б) в разных частях куполовидных или брахиантиклинальных складок. Количественные показатели глубинного уровня и мощности верхней горизонтально-слоистой толщи, показывающие глубину захоронения складчатой формы, взяты с геологических разрезов или установлены аналитическим путем (по данным анализов) и сведены в таблице предварительных данных (табл. 3), где также показаны значения  $P_{const}$ , заимствованные из табл. 2, и соответствующая глубина захоронения складки. Результаты новых расчетов обобщены в табл. 1.

Для несимметричных складок способ определения геостатических давлений ничем не отличается от предыдущего. Формальное различие состоит лишь в том, что участки с минимальными плотностями пород приурочены не только к зонам 5 и 9, но часто и к другим, асимметрично смещенным относительно свода, но больше тяготеющим к пологому крылу.

Учитывая определенную долю неточностей и допущений при усреднении аналитических и фактических данных при расчетах геостатического давления (см. табл. 1), все же можно сделать вывод, что наиболее контрастное распределение его присуще более глубоким горизонтам складки, на гипсометрическом уровне ниже 4000 м, и особенно для тех структур, которые испытали процессы расформирования (Семеновская, Котелевская, Анастасьевская, Гадячская и др.). В среднем для всех типов складок превышение вертикального давления на крыльях по сравнению с присводовыми зонами его минимального значения



Глубина захоронения ( $H$ , м), стабильная геостатистическая нагрузка ( $P_{\text{стаб}}$ , кг/см<sup>2</sup>) и средняя глубина ( $H_{\text{ср}}$ , м) для расчетов геостатического давления и геодинамических напряжений внутри складок Днепровско-Донецкой впадины

Структура (складка)	$H$ ,	$P$	$H_{\text{ср}}$
Симметричные (нормальные) складки			
Богдановская	1900	370	2200
Прилукская	200	31	1800
Мильковская	1500	279	2400
Семенцовская	1700	322	4350
Солоховская	1100	194	3700
Котелевская	1200	215	4600
Холмская	0	0	1500
Несимметричные (наклонные) складки			
Артюховская	2200	440	4100
Анастасьевская	200	31	4400
Гадячская	2000	393	4750
Новогригорьевская	200	31	2200
Тимофеевская	1800	346	4000
Леяковская	200	31	1850

составляет более 600 кг/см<sup>2</sup> (примерно в 3 раза выше). В целом это соотношение более чем в 2 раза выше и для частично расформированных поднятий (Мильковское, Артюховское, Тимофеевское) [5]. В симметричных складках геостатическое давление присводовой зоны 5–9 в 1,7 раза, а давление на крылья — в 1,9 раза ниже давления свода. В несимметричных складках широкая полоса минимума вертикального геостатического давления смещена к одному из более пологих крыльев и подходит почти вплотную к своду (см. рис. 1, Б). Давление же на крутом крыле в среднем выше минимального в 2,4 раза, в отдельных случаях — более чем в 3 раза (рис. 2).

Видимо, существует прямая зависимость пластовых давлений от геостатической нагрузки, геодинамических напряжений и структурных условий антиклинальных и куполовидных складчатых форм, причем геостатическая нагрузка в этой взаимосвязи выступает как более консервативный элемент, так как при стабильном ее значении геодинамические напряжения в пространстве складки бывают, как правило, дифференцированными. Эта дифференциация строго подчинена структурным условиям поднятий. Наибольшие значения напряжений и давления пород отмечаются на основаниях крыльев и в своде. По сравнению с ними в присводовой зоне поднятий геостатическое давление пород заметно ниже, а на большой глубине более контрастных складок может понижаться в 2–3-кратном размере. Не случайно в этой зоне повышена пористость и понижена плотность алевро-лито-песчанистых пород. Однако если перейти к гидродинамическим особенностям внутрислоевых давлений, то в упомянутых выше зонах напряженность газо-флюидных систем должна быть обратно пропорциональной геостатическому давлению. Максимальные и даже аномально высокие пластовые давления следует ожидать в присводовых зонах, что обусловлено генетически. В это пространство вначале поступали нефть, газ, вода, отжимающиеся из периферийных частей складок и частично из зоны свода, затем эта заполненная емкостно-фильтрационная среда в ходе дальнейшего развития структур зажималась, сдавливалась, отчетливо постепенно нарастала напряженность газожидкостной системы. Поэтому вполне закономерно, что дебиты нефтяных и газовых скважин здесь существенно выше. Так, в присводовых скважинах 3 и 7 пологого крыла асимметричной складки Тимофеевского месторождения при одинаковом режиме испытания

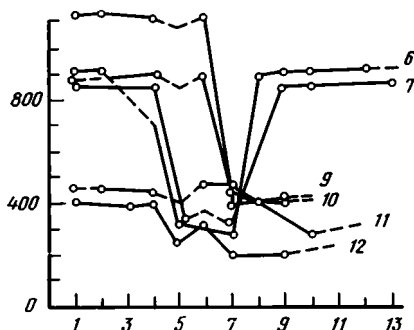
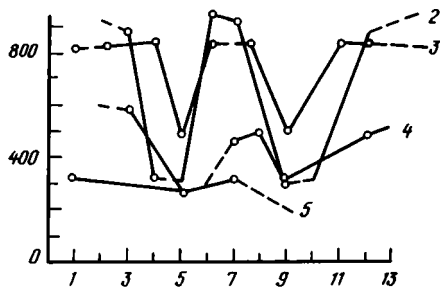
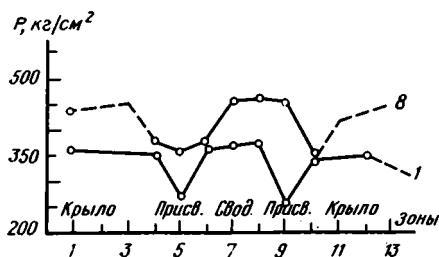


Рис. 2. Графики распределения геостатического давления на антиклинальных и куполовидных складках Днепровско-Донецкой впадины

Складки симметричные: 1 — Прилукская, 2 — Семеновская, 3 — Солоховская, 4 — Мильковская, 5 — Холмская; правосторонне асимметричные: 6 — Анастасьевская, 7 — Тимофеевская, 8 — Богдановская; левосторонне асимметричные: 9 — Артюховская, 10 — Гадячская, 11 — Новогригорьевская, 12 — Леляковская

дебиты газоконденсатной смеси из продуктивных горизонтов нижнего карбона более чем в 3 раза выше, чем в сводовой скважине 4. На Талалаевском месторождении присводовая скважина 1 дала приток газоконденсатной смеси, в 2,6 раза превышающий дебиты сводовой скважины 22 [6]. Скважины присводовой зоны и зон пологого крыла асимметричной складки Леляковского месторождения (скважины 5, 7, 12, 16, 18) превышают дебиты нефти сводовых скважин (1, 6, 17) в среднем в 2,4 раза.

Таким образом, теоретические выводы о зональном распределении геостатического давления и геодинамических напряжений в пределах антиклинальных и куполовидных нефтегазоносных складок Днепровско-Донецкой впадины имеют прямой выход в геологоразведочную практику.

#### Список литературы

1. Иванова А. В. Зональность вторичных изменений каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины // Геол. журн. 1974. Т. 34. Вып. 5. С. 79—87.
2. Липницкий М. Е. Купола (расчет и проектирование). Л.: Стройиздат, 1973. С. 18—23, 120—123.
3. Михайлова Л. А. Изменение плотности глинистых пород в зависимости от глубины их залегания // Геология. Вып. 11. Алма-Ата: Ин-т геол. АН КазССР, 1976. С. 138—142.
4. Мухаринская И. А., Прийменко А. Ф., Калашиник Л. Е. Шкала плотности горных пород юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины // Нефтяная и газовая промышленность. Киев: Техника, 1980. № 1. С. 19—20.
5. Рослый И. С. Генетические факторы локального структурообразования в Днепровско-Донецкой впадине. Ст. I. Структуроформирующая роль дифференциального уплотнения пород в развитии складок ДДВ // Геол. журн. 1986. Т. 46. № 3. С. 122—131.
6. Рослый И. С. Прогноз оптимальных условий для заложения скважин в Днепровско-Донецкой впадине // Сов. геология. 1987. № 4. С. 24—29.

Черниговское отделение УкрНИГРИ,  
Чернигов, 250 000

Поступила в редакцию  
7.II.1990

УДК 551.24(234.85)

© 1992 г. БОРИСЕВИЧ Д. В.

## НЕОТЕКТОНИКА УРАЛА

По господствующим представлениям, на месте Урала вплоть до палеогена существовал единый пенеplain, который позднее был разбит сбросами, причем современные хребты и горы являются горстами, а межгорные депрессии — грабенами. Поэтому Урал относят к «возрожденным» горам. Детальные геоморфологические исследования показали, что хребты и горы являются не молодыми поднятиями, а останцовыми образованиями, возвышавшимися над поверхностью пенеplainа уже в меловое время. Новейшие тектонические движения имели чисто платформенный характер и сказались в том, что восточный склон Урала приобрел в миоцене наклон (с амплитудой около 200 м) в сторону прогибающейся Западно-Сибирской низменности, а на Южном Урале возникло общее с Поволжьем широтное сводовое поднятие с амплитудой (по отношению к Среднему Уралу), достигающей 250—300 м.

Borisevich D. V. Neotectonics of the Urals. *Geotectonics*. 1992. № 1. It is generally accepted that an undivided peneplain had existed at the place of the Urals up to the Paleogene. Later it was broken by downthrows, modern ranges and mountains appearing as horsts, and intermontagne depressions — as grabens. That's why the Urals is regarded as «revived» mountains.

Detailed geomorphological investigations have made evident that ranges and mountains are not young uplifts, they are outlier formations which were rising over the peneplain surface already in the Cretaceous. Neotectonic movements were of platform character having affected the Urals eastern slope which got inclined (with the amplitude of about 200 m) towards the subsiding West Siberian lowland whereas the South Urals was marked by the appearance of a latitudinal arched uplift with the amplitude (in reference to Central Urals) reaching 250—300 m.

Для рельефа Урала характерно существование широких плоских водоразделов максимальной высотой от 350—400 до 550—600 м, являющихся останцами единой выровненной поверхности. Особенно широко они представлены на юге Южного Урала, образуя там поверхность Зилаирского плато и плато Урал-Тау.

На восточном склоне Среднего Урала, выделяемого обычно под названием «Зауральского пенеplainа», высота выровненной поверхности меняется от 350—400 м в приводораздельной зоне до 180—200 м в частях, граничащих с Западно-Сибирской низменностью. В южных частях восточного склона Южного Урала высота этой же поверхности меняется соответственно от 500—600 до 350—400 м.

В центральных частях западного склона как Южного, так и Среднего Урала над уровнем основной выровненной поверхности возвышаются меридионально ориентированные гряды абсолютной высотой до 600—800 м. На восточном склоне над уровнем основной поверхности «Зауральского пенеplainа» поднимаются такие же останцовые горы, но сложенные ультраосновными породами — остатками пластин океанической коры эвгеосинклинальной зоны, надвинутых на миогеосинклинальные отложения западного склона Урала.

Гидрографическая сеть Урала характеризуется решетчатым строением, создаваемым меридиональными, приуроченными часто к межгорным депрессиям, и широтными, пересекающими хребты и гряды, участками долин рек.

Многие исследователи, начиная с И. В. Мушкетова, полагают, что хребты и разделяющие их межгорные депрессии возникли из единого пенеplainа путем расколов и поднятий блоков на разную высоту.

Д. В. Наливкин [7] считал, что тектонические деформации проявились в том, что «отдельные палеозойские массивы, вытянутые в длину, начинают медленно подниматься, но участки, расположенные между ними, сохраняют свое положение и превращаются в продольные долины. Поднятия происходят настолько медленно, что старые широтные долины успевают пропилить поднимающиеся массивы, образуя узкие, сравнительно глубокие каньонообразные ущелья с крутыми склонами, увенчанными почти вертикальными утесами».

Н. Г. Чижова [9] высказала мнение о том, что современная высотная дифференциация рельефа Полярного Урала вызвана тектоническими движениями, начавшимися на границе неогена и четвертичного периода или, возможно, несколько ранее. Движения, по ее мнению, имели сводовый характер, осложненный блоковыми подвижками, так что разность абсолютных высот, на которых сейчас залегают участки исходного пенеппена, составляет более 1000 м.

Согласно П. Н. Сафронову [8], в олигоцене и начале неогена Приполярный Урал еще не представлял собой горной страны и относительные превышения возвышенностей были, по-видимому, не больше 200—300 м. Суммарная амплитуда поднятий отдельных участков определяется П. Н. Сафроновым величиной ~1000 м, а поднятие гор Сабля и Народная значительно превышает эту величину.

С. С. Шульц [11] считал, что с мезозоя и вплоть до конца палеогена Урал продолжал существовать как типичный пенеппен, а с конца палеогена начались деформации этого пенеппена, приведшие к образованию антиклинальных и синклинальных структур — складок основания, которые и выражены в современном рельефе в виде хребтов и разделяющих их межгорных депрессий. Днища депрессий, по мнению С. С. Шульца, являются малоизмененными участками мезозойской поверхности выравнивания, не перекрытыми более молодыми осадками, как это обычно бывает при образовании синклинальных структур и грабенов.

В самое последнее время Г. Ф. Уфимцев [13] сделал вывод, что на Северном, Приполярном и Полярном Урале, где горный пояс обладает малой шириной, господствуют глыбовые поднятия, нарушенные поперечными к ним и кососекущими разломами, выраженными обычно узкими сквозными понижениями тектонического рельефа. На Южном же Урале, по его мнению, новейшая структура характеризуется наличием ряда субпараллельных горстов, располагающихся на общем поднятии основания.

Необходимо отметить, что упомянутые представления нашли отражение на карте «Новейшей тектоники СССР», изданной под редакцией С. С. Шульца и Н. И. Николаева, где Урал показан как область деформации донеогеновой поверхности с общей амплитудой унаследованных дифференциальных движений между отдельными быстрее поднимающимися (антиклинальными) и отстающими в поднятии (синклинальными) участками, достигающей 500—700 м, т. е. соответствующей современной разнице высот между днищами межгорных депрессий и вершинами хребтов.

Как будет показано далее, широко распространенное мнение о том, что современный рельеф Урала создан дифференциальными движениями, расчленившими первично развитый на ее территории единый пенеппен, на основании чего Урал относится к категории возрожденных гор, является ошибочным.

#### РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ И МЕЖДУРЕЧЬЯ УРАЛА

Характер неотектонических движений может быть достоверно определен только на основании геоморфологических исследований: наблюдений за деформациями террас речных долин и деформациями пенеппенов (поверхностей выравнивания) на междуречьях.

По долинам рек западного склона Урала прослеживается восемь надпойменных террас.

В качестве характерного для Среднего Урала на рис. 1, А показан продольный профиль террас р. Койвы, верховья которой заложены в меридиональной депрессии, располагавшейся к западу от водораздельного хребта, а в среднем и нижнем течении пересекающей в широтном направлении меридиональные гряды и хребты западного склона Урала.

Строение долин западного склона Южного Урала отражает продольный профиль террас р. Белой (рис. 1Б).

На основании фаунистических данных возраст трех нижних террас, галька из аллювия которых имеет петрографический состав, отражающий все разнообразие пород, развитых на западном склоне, определен как плейстоценовый (хвалынский у 1-й, хазарский — у 2-й и бакинский — у 3-й). Из аллювия 4-й террасы, имеющей разнообразный состав галечного материала, но характеризующегося красной окраской и наличием железо-марганцовистых бобовин, нами была собрана коллекция раковин, имеющих по определению А. Г. Эберзина, позднеплиоценовый (акчагыльский) возраст [3]. Этот возраст был подтвержден при сборе раковин из 4-й террасы р. Иргины, определенных И. И. Голубевой [5].

В аллювии 5-й террасы рек Чусовая и Белая, представленном кварцевыми песками, кварцевыми галечниками и переотложенными из древней коры выветривания каолиновыми глинами, содержатся пни олигоценовых деревьев и богатые комплексы пыльцы того же возраста. Наряду с ними в аллювии содержится примесь мезозойской пыльцы, попавшей в него при перемыве отложений более высоких террас [12]. Аллювий 6-, 7- и 8-й террас ранее имел разнообразный петрографический состав галечного материала, но в дальнейшем он подвергся интенсивному выветриванию, превратившему гальку гранитов в заполненные каолином округлые гнезда, а кремний — в рыхлый кварцевый порошок (маршалит); не затронутой процессами выветривания оказалась лишь галька кварца и кварцита.

Как показали исследования, в кору выветривания превращен не только аллювий террас, мощность которого достигает 10—15 м, но и подстилающие его породы, так что общая мощность выветренного материала достигает 25—30 м. Выветривание аллювия произошло одновременно с образованием мощной (до 30—40 м) коры выветривания на Зауральском пенеппене, выровненной поверхности водоразделов западного склона и днищах межгорных депрессий.

При площадной съемке кор выветривания Урала Л. А. Гузовским [6] было установлено, что эта мощная кора выветривания образовалась до позднего мела, тогда как мощность более поздних кор выветривания не превышает 3—5 м.

Таким образом, возраст аллювия 6-, 7- и 8-й террас, подвергшихся мощному выветриванию, может быть определен как позднеюрско — раннемеловой. Такая датировка была позднее подтверждена находками в аллювии 7-й террасы меловой и юрской пыльцы, определенной С. Н. Наумовой [2].

На рис. 1 видно, что террасы всех рек Западного склона Урала, включая и самые высокие мезозойские, непрерывно прослеживаются, не испытывая никаких деформаций и переломов, как на меридиональных, так и на широтных участках, в том числе и в местах пересечения ими меридиональных хребтов. Это свидетельствует о том, что долины в месте прорыва хребтов имеют не antecedentное происхождение, как считал Д. В. Наливкин [7], а эпигенетическое, и сами хребты являются не тектонически приподнятыми блоками, а остаточными горами, возвышающимися над уровнем позднеюрско-раннемелового пенеппена [4]. Однако это не означает, что после формирования позднеюрско — раннемелового пенеппена Урал не испытал более молодых тектонических движений [4].

Изучение поведения продольных профилей террас рек западного и восточного склонов Урала, а также изменения абсолютного высотного положения позднеюрско—раннемеловой поверхности выравнивания позволяют выявить эти движения и установить их амплитуды.

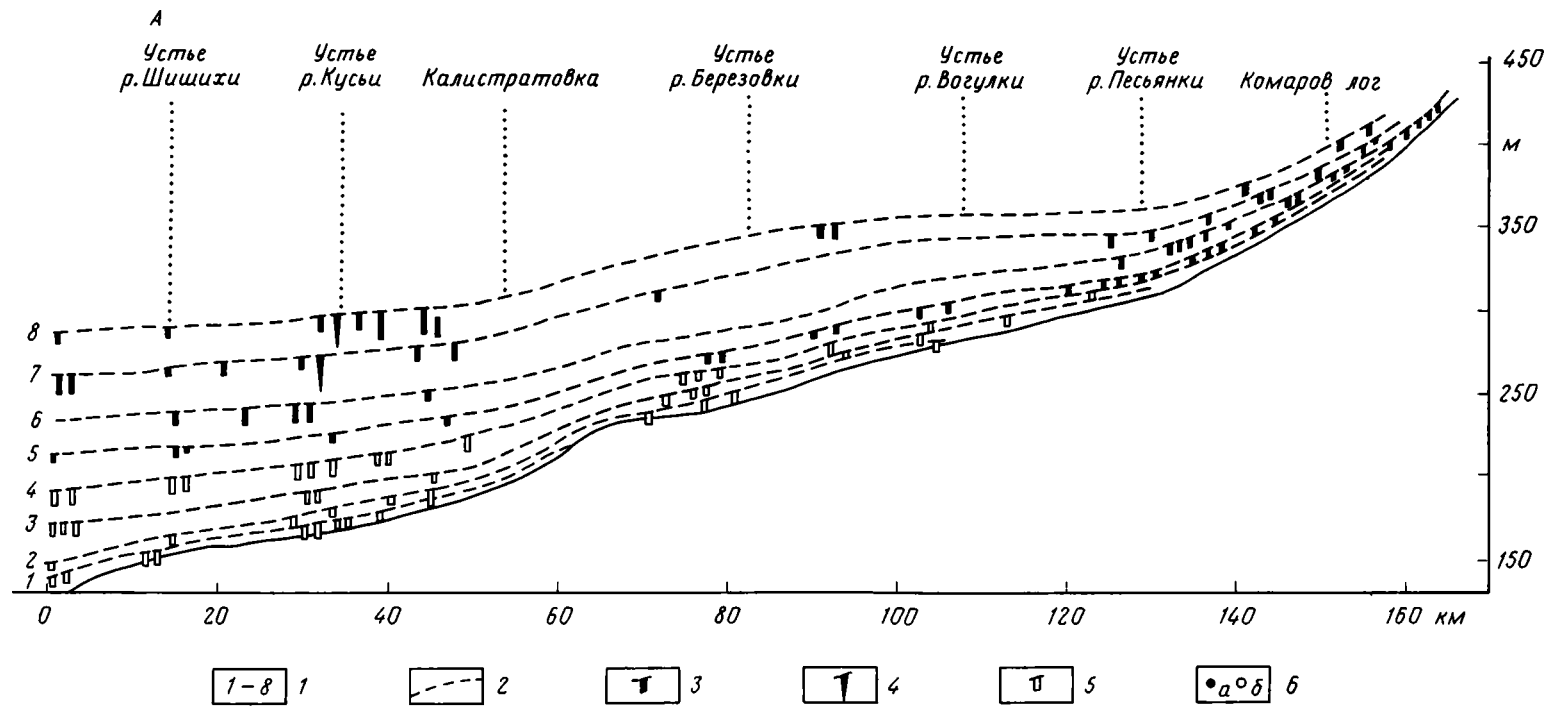


Рис. 1А

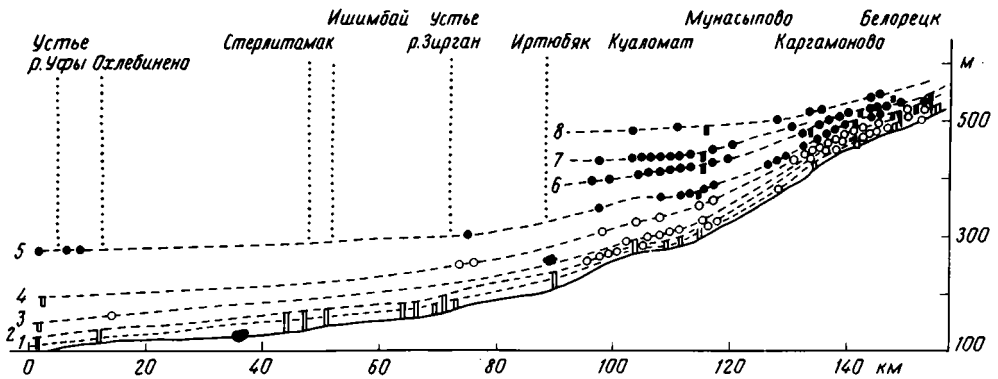


Рис. 1 Б

Рис. 1. Продольный профиль речных долин западного склона Среднего (А — р. Койва) и Южного (Б — р. Белая) Урала

1 — порядковые номера надпойменных террас, 2 — поверхности террас, 3 — шурфы, вскрывшие аллювиальные отложения с однообразным (кварц, кварцит) составом галечного материала, 4 — карстовые воронки, заполненные аллювием с однообразным (кварц, кварцит) составом галечного материала, 5 — шурфы, вскрывшие аллювиальные отложения с разнообразным составом галечного материала, 6 — обнажения аллювия с однообразным (а) и разнообразным (б) составом галечного материала

В более мелком масштабе профили рек Койва и Белая показаны также на рис. 2 и 3

На рис. 2 и 3 показаны характерные геоморфологические профили рельефа междуречий Среднего и Южного Урала, совмещенные с профилями речных долин (Средний Урал — реки Койва и Чусовая, Южный Урал — р. Белая).

Сравнивая профили, легко заметить, что долины рек западного склона Среднего и Южного Урала имеют однотипное строение, выражающееся в том, что в них развито по восемь надпойменных террас, веерообразно расходящихся вниз по течению, причем возраст соответствующих по счету террас одинаковый.

Уровень 8-й надпойменной террасы коррелируется с позднеюрско — раннемеловой поверхностью выравнивания (третья по счету) с мощным покровом древней коры выветривания, причем высота поверхности выравнивания лишь на 20—30 м превышает уровень 8-й террасы.

При выходе рек Среднего и Южного Урала в пределы Предуралья появляются более молодые поверхности выравнивания — вторая, связанная с уровнем 5-й террасы (олигоценовой), а также небольшие участки еще более молодой (первой) поверхности выравнивания, приуроченной к уровню 4-й (акчагыльской) террасы рек Белая и Кама.

При всем сходстве в строении изученных долин абсолютные и относительные высоты, на которых располагаются разновозрастные формы рельефа на Среднем и Южном Урале, значительно отличаются одна от другой.

На Среднем Урале абсолютные отметки 8-й надпойменной террасы уменьшаются от 380 м в верховьях р. Койвы до 280 м в низовьях р. Чусовой, а абсолютные отметки связанной с ней позднеюрско — раннемеловой поверхности выравнивания — от 410—420 до 300—320 м в том же направлении. Эти изменения высот позднеюрско — раннемеловой поверхности выравнивания связаны не с тектоникой, а отражают естественное падение русла древней реки, сформировавшей 8-ю террасу, к уровню которой и привязана позднеюрско-раннемеловая поверхность выравнивания.

Подобным же образом абсолютные отметки 8-й террасы долины р. Белой на ее отрезке от г. Белорецка до места выхода в Предуралье (с. Иртыубяк) уменьшаются от 600 до 460 м, а высота позднеюрско — раннемеловой поверхности на этом же расстоянии — от 600—650 до 500 м.

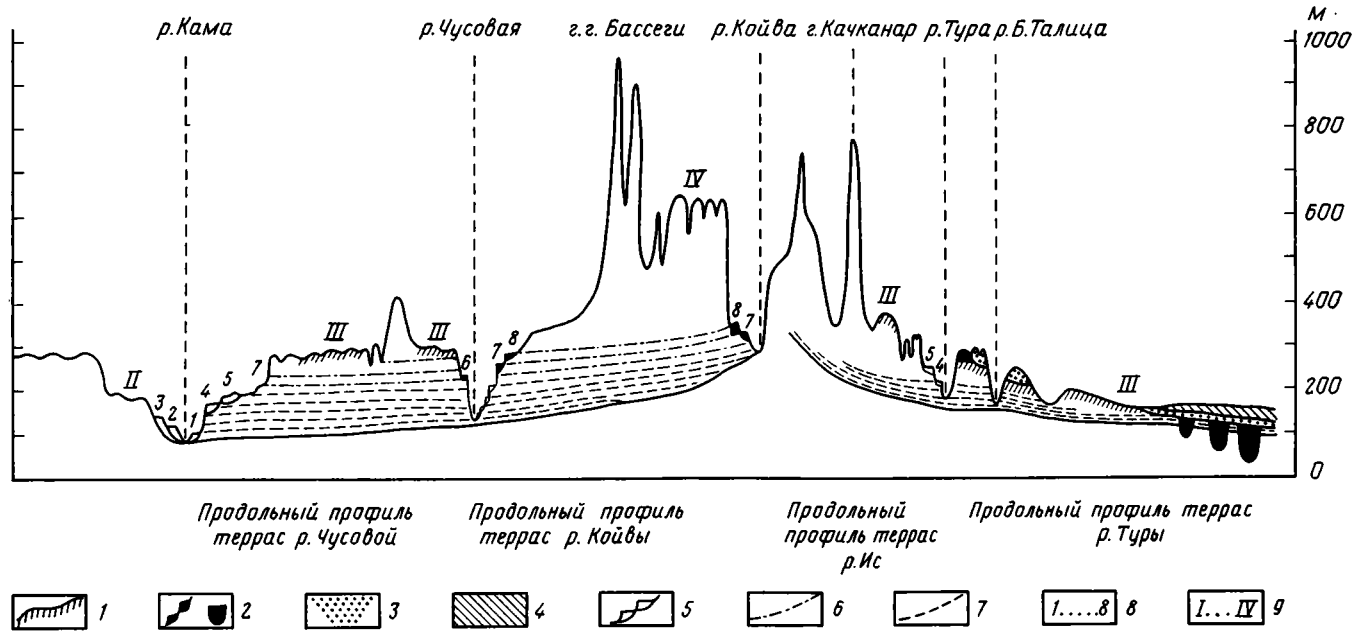


Рис. 2. Схематический поперечный геоморфологический профиль Среднего Урала  
 1 — древняя кора выветривания ( $K_2$ ), 2 — аллювиальные отложения 6-, 7- и 8-й террас и беликовые отложения ( $J_3 - K_1$ ), 3 — морские верхнемеловые отложения, 4 — морские палеогеновые отложения, 5 — аллювиальные отложения террас олигоцен-четвертичного возраста, 6 — поверхности террас мезозойского возраста, 7 — продольные профили террас третичного и четвертичного возраста, 8 — порядковые номера надпойменных террас, 9 — порядковые номера поверхностей выравнивания



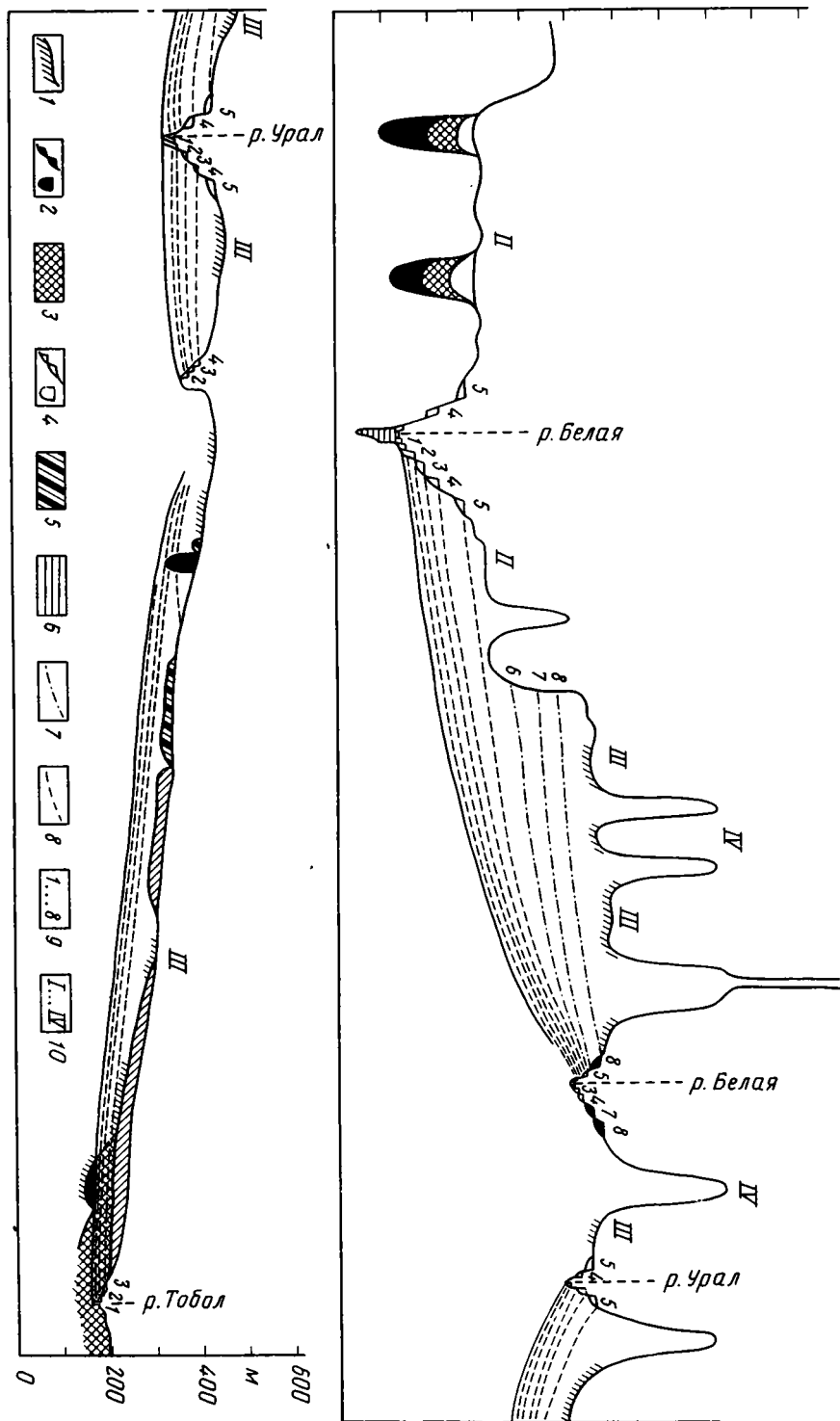


Рис. 3. Схематический поперечный геоморфологический профиль Южного Урала  
 1 — древняя кора выветривания (K<sub>2</sub>), 2 — мезозойские аллювиальные отложения 6-, 7- и 8-й террас и карстовых депрессий Предуралья; 3 — морские верхнемеловые отложения, 4 — третичные и четвертичные отложения речных террас и олигоценые угленосные отложения карстовых депрессий Предуралья, 5 — миоценовые озерно-лагунные отложения, 6 — агчагельские отложения, 7 — поверхности террас мезозойского возраста, 8 — поверхности террас третичного и четвертичного возраста, 9 — порядковые номера террас, 10 — порядковые номера поверхностей выравнивания

Высотные отметки поверхности выравнивания и 8-й надпойменной террасы изменяются не только на поперечном, но и в продольном по отношению к Уралу направлении. 8-я терраса р. Белой не только по абсолютной, но и по относительной высоте превосходит 8-ю террасу р. Чусовой (соответственно 260 и 160 м над уровнем реки). Позднеюрско — раннемеловая поверхность в Мугоджарах располагается на высоте не более 400 м над уровнем моря, частично перекрываясь верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что Южный Урал, по сравнению со Средним Уралом и Мугоджарами, испытал в послемеловое время сводовое вытянутое в широтном направлении поднятие с амплитудой 200 м, расположенное на широте г. Белорецка [4] (рис. 4).

Если для долин рек западного склона Урала характерно веерообразное расхождение террас на профиле вниз по течению, то на восточном склоне, как это видно на рис. 2 и 3, наблюдается иная картина.

На продольном геоморфологическом профиле Среднего Урала (рис. 2) видно, что 5-я (олигоценовая) терраса р. Тувы имеет на верхнем меридиональном отрезке долины относительную высоту в 90 м, а ниже по течению, у устья р. Талицы, олигоценовые отложения слагают цоколь третьей надпойменной террасы, залегающая не выше 15—20 м над урезом воды. Подобным же образом изменяется и относительная высота залегания мезозойских аллювиальных отложений, которые в районе «Кантурова Покоса» залегают на относительной высоте 60 м, в районе Алапаевска — почти на уровне уреза воды в русле реки, а далее опускаются еще ниже, перекрываясь толщами позднемеловых отложений.

Следовательно, в отличие от террас рек западного склона Урала, имеющих веерообразный характер продольного профиля, мезозойские и олигоценовые отложения террас восточного склона вниз по течению относительно круто погружаются, скрываясь, в конце концов, под аллювием плиоценовых и плейстоценовых террас. Подобное явление, известное под названием «ножницы террас», свойственно районам, испытывающим тектонический наклон в направлении вниз по течению рек.

Такая же картина наблюдается и на восточном склоне Южного Урала, но там абсолютная высота залегания юрских и нижнемеловых отложений выше (550 м в верховьях р. Урал, 400 м на Урало-Тобольском водоразделе и до 200 м близ долины р. Тобол). При этом относительная высота залегания мезозойских аллювиальных отложений уменьшается от 70—80 м в верховьях р. Урал до нулевых отметок и даже ниже уровня рек в бассейне р. Тобол.

Эти данные указывают на новейший тектонический наклон «Зауральского пенеплена» и на Южном Урале в сторону прогибающейся Западно-Сибирской низменности (рис. 4).

Но восточный склон Урала не только прогибался в сторону Западно-Сибирской низменности, — на нем сказались и общее сводовое воздымание Южного Урала над Средним.

Так, в бассейне р. Туры высшие точки залегания морских палеогеновых отложений (по данным К. В. Никифоровой) расположены на абсолютных высотах 165—168 м, на р. Исети (близ пос. Маминского) — на высоте 246 м, южнее (в Миасском районе) высшие точки залегания морского палеогена достигают 330 м, а в бассейне р. Аят (по Э. И. Равскому) — до 340 м.

Как видно из рис. 4, где деформации домелового пенеплена изображены изобазамы, широтное поднятие является продолжением Волго-Уральской антеклизы, выявленной еще Н. С. Шатским [10]. Восточным продолжением сводового поднятия Южного Урала является широтная Кустанайская перемычка, отделяющая Ханты-Мансийскую впадину от Тургайской.

Если для Среднего и Южного Урала характер молодых тектонических движений устанавливается достаточно точно и даже может быть отражен изобазамы, то для более северных районов Урала, где покров мезозойской коры выветривания был удален во время оледенений, это сделать труднее. По аналогии с Южным

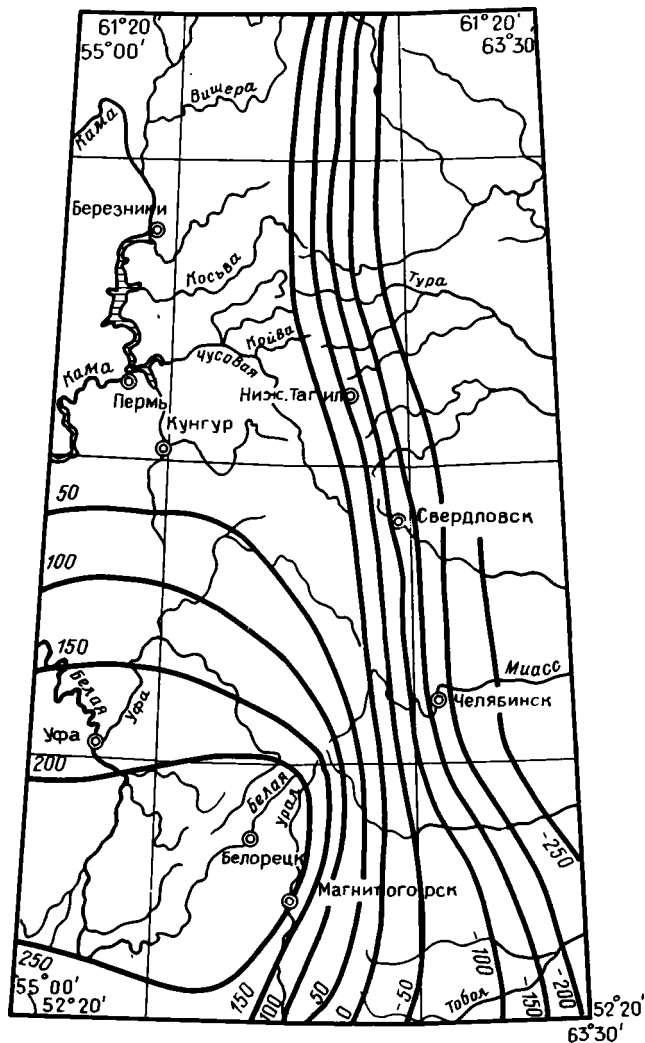


Рис. 4. Тектонические деформации позднеюрско-раннемеловой поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала (изобазы проведены через 50 м)

Уралом, Приполярный и Полярный Урал, видимо, также можно рассматривать как область большего, по отношению к Среднему Уралу, поднятия. Это вытекает из того, что если на Среднем Урале позднеюрско — раннемеловая поверхность выравнивания располагается на абсолютных отметках от 300 до 400 м, а остатки более древней (среднетриасовой) поверхности, сохранившиеся на вершинах останцовых гор, залегают на уровне 500—600 м, то на Полярном, как и на Южном Урале, эти поверхности наблюдаются соответственно на высотах 550—600 и 850—900 м.

Характерная особенность Полярного Урала состоит в том, что на Полярном Урале не только восточный склон приобрел наклон в сторону прогибающейся Ханты-Мансийской впадины, но и его западный склон испытал наклон симметрично восточному — в сторону прогибающейся Печорской синеклизы. Это подтверждается тем, что верхнемеловые отложения и перекрываемая ими по-

верхность с мезозойской корой выветривания располагаются на границе с Печорской низменностью на абсолютных отметках не более 185—200 м, т. е. значительно ниже, чем на западном склоне Среднего и Южного Урала.

Таким образом, Полярный Урал представляет собой симметричную структуру, возникшую при вторичном наклоне ее бортов в направлении к Ханты-Мансийской и Печорской синеклизам. Южный и Средний Урал, наоборот, асимметричны — их западные склоны почти горизонтальны, представляя собой части Русской платформы, а восточные, сложенные уралоидами, наклонены в сторону прогибающейся Западно-Сибирской низменности.

Очевидно, с более крутым, чем на Среднем Урале, наклоном как западного, так и восточного склонов на Полярном Урале связаны признаками дизъюнктивных движений. Имеются указания и на сбросовые явления и дислокации в палеогеновых породах и восточного склона Среднего Урала. По данным Н. И. Архангельского [1], в палеоценовых породах здесь наблюдается флексура, в связи с чем на Замарайском марганцевом месторождении к востоку от долины р. Замарайки опоковые песчаники залегают на абсолютной высоте 150 м, а близ русла Замарайки они располагаются на 40 м ниже. Однако это можно объяснить и оползневыми движениями, так как и сам Н. И. Архангельский отмечает, что глубина залегания марганцевого слоя изменяется на расстоянии в 25 км от 8 до 130 м, в то время как разница в уровне кровли залегающих под ними осадков нижнего мела колеблется лишь в пределах от 14 до 21 м.

Во всяком случае, если на восточном склоне Северного и Полярного Урала и имели место разломные движения, то они не играют сколько-нибудь значительной роли в строении современного рельефа. Что касается Среднего и Южного Урала, то, как показано выше, достоверных данных о таких движениях там нет.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальные геоморфологические исследования свидетельствуют о том, что хребты и массивы, поднимающиеся над уровнем пенепленизированных междуречий Урала, являются останцовыми горами, возникшими от расчленения еще более древнего (среднетриасового) пенеплена, а характер новейших тектонических движений в пределах Урала близок к платформенному.

Западный склон Урала по характеру тектонических движений является частью Восточно-Европейской плиты, восточный — частью прогибающейся Западно-Сибирской низменности.

Широтное поднятие, охватившее как Южный Урал, так и прилегающую к нему с запада Волго-Уральскую антеклизу, а также сказавшееся на востоке образованием Кустанайской перемычки (между Тургайской и Ханты-Мансийской синеклизами), является отголоском движений альпийского пояса горообразований.

#### Список литературы

1. Архангельский Н. И. Верхнемезозойско-нижнемезозойская тектоника восточного склона Урала и Зауралья//Тр. Горно-геол. ин-та. Уральского фил. АН СССР. Свердловск: 1959. Вып. 32. С. 89—106.
2. Борисевич Д. В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования//Вопр. географии. 1954. Сб. 36. С. 182—206.
3. Борисевич Д. В. Палеогеография и четвертичные отложения Среднего и Северного Урала//Матер. совещ. по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 24—28.
4. Борисевич Д. В. Характер новейших тектонических движений на Южном Урале по данным пересечения на широте г. Белорецка//Матер. по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: 1968. Вып. 2. С. 60—69.
5. Голубева И. И. О возрасте и условиях формирования отложений четвертой надпойменной террасы р. Иргины в бассейне р. Камы//Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1967. № 4. С. 108—109.

6. *Гузовский Л. А.* Распространение древних кор выветривания на Урале//Матер. по геоморфологии Урала. М.: Недра, 1971. Вып. 2. С. 101—112.
7. *Наливкин Д. В.* Геологическая история Урала. ОГИЗ: Свердловск, 1943. 117 с.
8. *Сафронов П. Н.* Неотектоника Уральского кряжа//Тр. Всесоюз. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та. Л.: 1969. Вып. 275. С. 150—153.
9. *Чижова Н. Г.* Основные черты палеотектоники Полярного Урала и его западного обрамления//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1968. № 3. С. 102—110.
10. *Шатский Н. С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежных частей западного склона Южного Урала. М.: Изд-во Моск. о-ва испытателей природы, 1945. С. 131.
11. *Шульц С. С.* О новейшей тектонике Урала//Матер. по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа, 1968. № 2. С. 45—60.
12. *Щукина Е. Н.* О возрасте отложений высоких террас среднего течения р. Чусовой//Тр. Ин-та геологических наук. Геол. серия. М.: Изд-во АН СССР, 1947. Вып. 88. № 26. С. 33—48.
13. *Уфимцев Г. Ф.* Пояса возрожденных гор континентов//Геоморфология. 1990. № 1. С. 20—32.

Институт океанологии РАН,  
Москва, 117218

Поступила в редакцию  
28.II.1991

УДК 551.14(575.4)

© 1992 г.

АРТЕМЬЕВ М. Е., БЕЛОВ А. П., КАБАН М. К.,  
КАРАЕВ А. И.

## ИЗОСТАЗИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТУРКМЕНИИ

По новой методике, представляющей комбинацию методов традиционного гравитационного моделирования и передаточных функций, построена изостатическая модель литосферы Туркмении. Модель учитывает информацию о толщине осадочного покрова, глубинах до раздела Мохоровичича, средней плотности осадочных отложений. В предположении об изостатической уравновешенности территории по сетке с размером ячеек  $10 \times 10$  км определены значения аномальных масс подкорового слоя. Показано, что изостазия Туркмении и прилегающих территорий, включая Южный Каспий, обеспечивается на 60—70% вариациями плотности подкорового слоя. Выявлена тесная связь подкоровых неоднородностей с тектоническими структурами. На основе данных об аномальной плотности подкорового слоя, консолидированной коры и изостатических аномалиях обсуждаются особенности глубинного строения и изостазии крупных тектонических структур исследованного района.

Artemjev M. E., Belov A. P., Kaban M. K., Karaev A. I. Lithosphere isostasy in Turkmenia. *Geotectonics*. 1992. № 1. The lithosphere isostatic model of Turkmenia is built using new methods representing the combination of traditional gravitation modelling and transfer function methods. The model takes into account the available information on the sedimentary cover thickness, depth up to the Moho discontinuity, and the average of sedimentary. The values of anomalous masses of the subcrustal layer were defined assuming that the area is in isostatic equilibrium according to the net with cells  $10 \times 10$  km in size. It was shown that the isostasy of Turkmenia and the adjacent territory including the South Caspian area, is maintained by 60—70% at the expense of density variations in the subcrustal layer. Subcrustal heterogeneities are found out closely related with tectonic structures. Specific features of the deep structure and of the isostasy of large tectonic units in the region under investigation are discussed using the data on the anomalous density of the subcrustal layer, the consolidated crust and isostatic anomalies.

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение изостазии дает существенную дополнительную информацию для понимания природы тектонических процессов, тектонического районирования, изучения напряженного состояния недр. Опыт изучения изостатического состояния отдельных районов Земли позволил сделать вывод о том, что для основной массы тектонических структур соблюдается условие, обеспечивающее, с учетом достижимой сейчас точности анализа, постоянство давления на некотором глубинном уровне, располагающемся, видимо, внутри астеносферного слоя Земли [2], который называется уровнем изостатической компенсации. В результате проблема изучения изостазии, сводившаяся ранее к определению изостатических аномалий силы тяжести, в настоящее время существенно трансформировалась. Сейчас она заключается преимущественно в построении удовлетворяющих принципу изостазии плотностных моделей земной коры и подкорового слоя, базирующемся на учете всей доступной геолого-геофизической информации. Критерием правдоподобия таких моделей является близость наблюдаемого гравитационного поля и расчетного поля моделей.

Естественно, что эндогенные и экзогенные процессы постоянно выводят верхние оболочки Земли из состояния механического равновесия, на условия механического равновесия влияют напряжения, существующие в земной коре и подкоровом слое. Поэтому в тех районах, где особенно высока тектоническая

активность, могут существовать нарушения изостазии, которая не тождественна механическому равновесию. Именно поэтому изучение изостазии может дать дополнительную информацию о геодинамических условиях отдельных регионов, охарактеризовать интенсивность в их пределах современных тектонических процессов, в том числе сейсмической активности.

Проведенное ранее исследование изостазии Кавказа [7, 8] и в догорных районах Средней Азии [4—6] позволило выявить принципиальные особенности изостатической компенсации этих регионов и наметить участки вероятных нарушений изостазии. В настоящей работе предпринимается попытка построения изостатической модели Туркмении, являющейся связующим звеном ранее изученных регионов.

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Построение изостатической плотностной модели базируется на элементарных принципах. В терминах аномальных (т. е. отличных от сферически симметричного распределения) масс в каждом вертикальном сечении сумма этих масс, заключенных между физической поверхностью Земли, включая слой воды, и уровнем изостатической компенсации, должна быть равна нулю. К известным аномальным массам можно отнести массы, возвышающиеся над уровнем моря, с приписанной им стандартной плотностью  $\sigma_i = 2670 \text{ кг/м}^3$ , аномальные массы морской воды с плотностью  $-1640 \text{ кг/м}^3$ , аномальные, т. е. отличные от  $\sigma_i$ , массы осадочных пород. В каждом вертикальном сечении сумма неизвестных аномальных масс равна сумме известных. Задача моделирования — найти распределение неизвестных аномальных масс.

Удобным и наглядным способом представления известных аномальных масс является построение так называемой «приведенной топографии», т. е. поверхности, получаемой после численной конденсации всех известных аномальных масс до плотности  $2670 \text{ кг/м}^3$  (рис. 1).

Для вычислений использованы карты поверхности кристаллического фундамента (составленные В. В. Ишутиным, В. И. Лыковым, О. А. Одековым, а также Ф. А. Арест) территории Туркмении и прилегающих регионов, а также результаты обобщения имеющихся данных о плотности осадочных пород, выполненные Ф. А. Арест, А. А. Кравченко, О. К. Васовым и др. и построенная О. А. Одековым и др. по результатам глубинных сейсмических зондирований и сейсмологическим данным карта рельефа границы Мохоровичича (М). Территория Туркмении была разбита на квадраты  $10 \times 10 \text{ км}$ . Для каждой ячейки определены средние значения высот рельефа, аномалий в свободном воздухе, толщины слоя воды акваторий, мощности осадочного комплекса и глубины раздела М. Статистически определена зависимость средневзвешенной плотности осадков от их толщины для суши и моря (рис. 2), использовавшаяся в тех случаях, когда отсутствовали надежные данные о средней плотности осадочных пород. Эти данные учтены при построении «приведенной топографии», аппроксимирующей известные аномальные массы района исследования. Создание модели компенсации этих масс является первой задачей исследования.

### ЛИТОСФЕРНЫЕ АНОМАЛИИ

Основой построения и тестирования изостатических моделей является гравитационное моделирование. Для тестирования моделей необходимо выделить из наблюдаемого поля составляющую, соответствующую искомым компенсационным массам. Аномальное гравитационное поле — суперпозиция влияний всех аномальных масс планеты. Для исследуемой территории в значения аномалий в свободном воздухе введены поправки за топографию всей Земли и за влияние компенсационных масс, расположенных вне площади с радиусом в  $222 \text{ км}$  [1, 4], т. е. получены аномалии Гленни. С учетом нарастания плотности

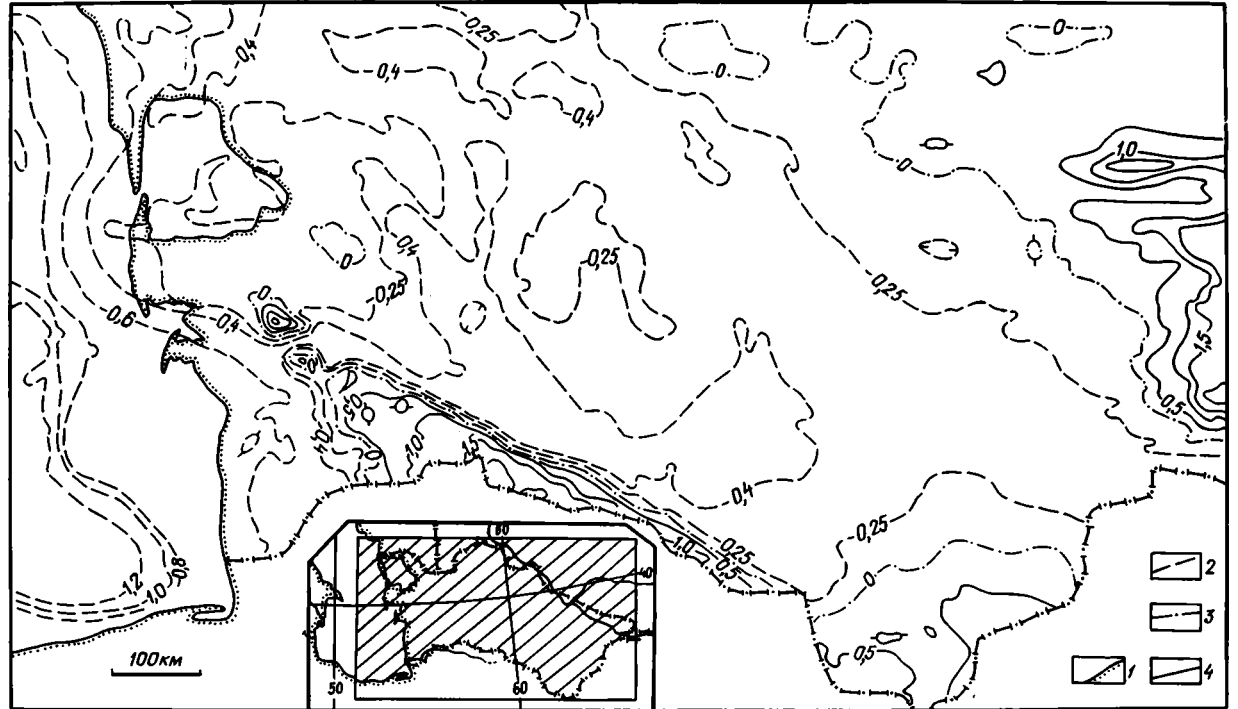


Рис. 1. Схема «приведенной топографии» Туркмении  
 1 — береговая линия Каспийского моря; 2—4 — изолинии (км): 2 — отрицательных значений, 3 — нулевая и 4 — положительных значений



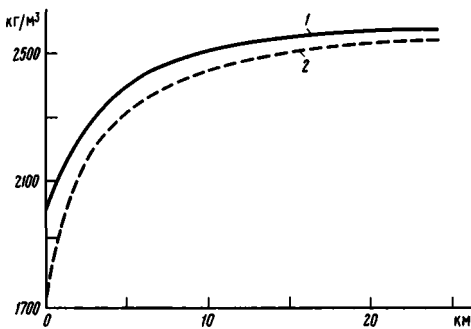


Рис. 2. Экспериментальные статистические зависимости средней плотности слоя осадков от его мощности для континентальных (1) и морских (2) районов

с глубиной рассчитано влияние осадочного комплекса региона. Для значительной части территории данные о плотности осадков ненадежны. В таком случае для высот приведенной топографии  $h > -25$  м использована зависимость 1 (см. рис. 2), для  $h < -250$  м — зависимость 2. В интервале  $-250 \text{ м} < h < -25$  м использован линейный переход от зависимости 1 к зависимости 2. Это влияние достигает  $-100 \cdot 10^5 \text{ м/с}^2$  (100 единиц силы тяжести) в Южно-Каспийской впадине,  $-50$  в Предкопетдагском прогибе и  $-60$  единиц силы тяжести в Мургабской впадине. Соответствующие поправки также

введены в исходное гравитационное поле. Влияние плотностных неоднородностей, расположенных глубже уровня изостатической компенсации, учтено на основе данных о региональной составляющей изостатических аномалий, полученных в результате фильтрации поля, параметры которой определены на основе его спектрального анализа [1]. Исключение этой длинноволновой ( $L \geq 1000$  км) составляющей поля изостатических аномалий позволяет также освободиться от возможных погрешностей нормальной формулы силы тяжести и учесть региональные вариации поправок Брунса и Жонголовича [1, 4].

В результате получены литосферные аномалии (рис. 3), отображающие распределение неизвестных аномальных масс в районе исследования. Методика их определения полностью тождественна примененной ранее для высокогорных районов Средней Азии [4—6] и Кавказа [7].

#### ВЫБОР МОДЕЛИ КОМПЕНСАЦИИ

Сейчас уже нет оснований сомневаться в том, что изостатическая компенсация обеспечивается вариациями толщины земной коры и плотностными неоднородностями как в теле коры, так и в подкоровом слое. Результаты изучения свидетельствуют, что на Кавказе вариации толщины коры обеспечивают около 70% компенсации [8], а на Восточном Тянь-Шане около 60% [4]. Более того, глубины раздела М и на Кавказе, и в высокогорных районах Средней Азии тесно коррелированы с «внешней нагрузкой» (приведенной топографией) [5, 7]. Наличие такой корреляции позволяет определить изостатическую модель региона первого приближения. Оказалось, что в Туркмении глубина раздела М не коррелируется со значениями приведенной топографии ( $R = 0,324$ ), т. е. модель Эри не проходит даже в качестве грубого приближения. Следовательно, изостатическая компенсация региона почти полностью обеспечивается вариациями плотности в кристаллической части земной коры и подкоровом слое. Не исключено, что некоторые структуры поддерживаются за счет упругих напряжений в теле литосферы, т. е. не являются изостатически скомпенсированными в классическом смысле.

Выбор модели компенсации, т. е. определение положения компенсационных масс, осуществлялся путем решения обратной задачи гравиметрии методом подбора. Оптимальной считалась модель, удовлетворяющая априорной негравиметрической информации, поле которой наилучшим образом соответствует полю литосферных аномалий. Для решения использовался способ, обобщающий традиционное гравитационное моделирование и метод передаточных функций. Он дает устойчивые результаты при сопоставлении исходного поля с полями разных моделей [15].

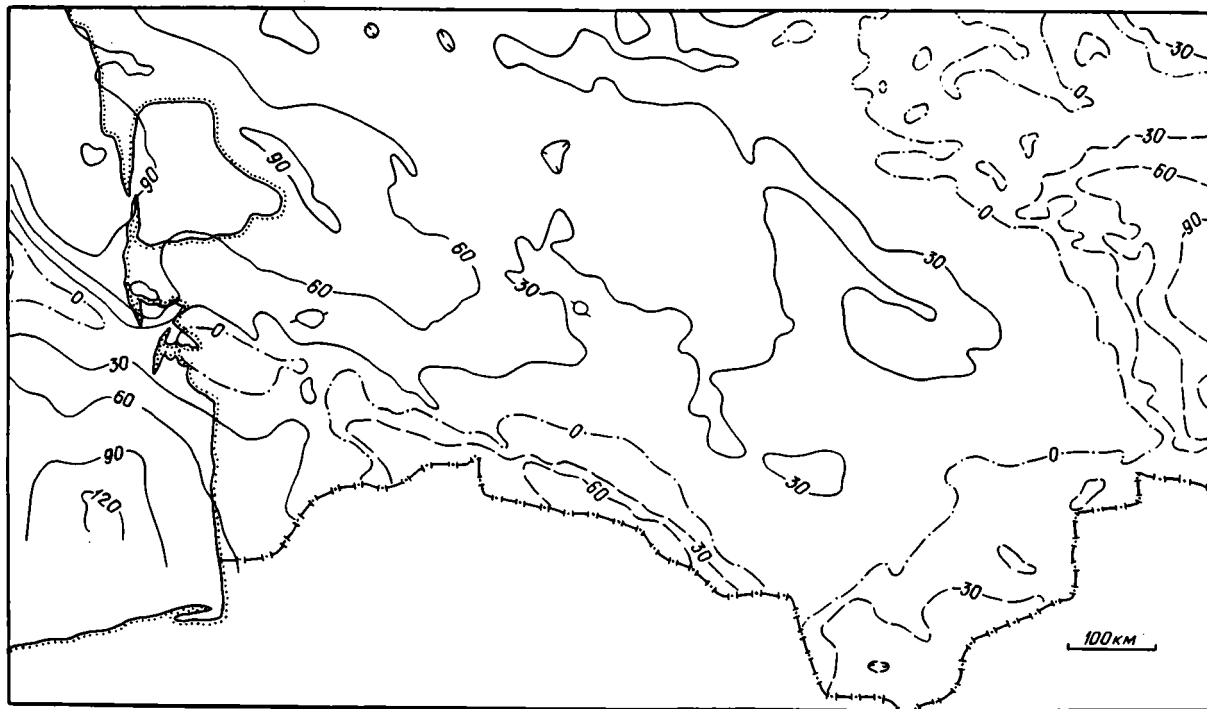


Рис. 3. Схема литосферных аномалий Туркмении  
Изолинии в условных единицах. Условные знаки см. на рис. 1

В основе метода передаточных функций лежит предположение о том, что поле компенсационных масс  $\Delta g_k$  можно представить в виде линейной свертки поверхностной нагрузки  $t$  и некоторой функции, называемой передаточной, или функцией изостатического ответа  $f$ :

$$\Delta g_k = f * t. \quad (1)$$

Вид  $f$  определяется способом компенсации нагрузки [14—16, 21—23]. Обратная задача решается следующим образом. По литосферным аномалиям и приведенной топографии — поверхностной нагрузке — определяется экспериментальная  $f$ . Подбор модели осуществляется путем сравнения вычисленной для нее передаточной функции с экспериментальной. Все вычисления удобно проводить в Фурье-пространстве, где экспериментальная передаточная функция определяется следующим образом:

$$F_{\text{эсп}} = \text{Re} \frac{\langle GT^* \rangle}{\langle T^2 \rangle}, \quad (2)$$

где  $\langle GT^* \rangle$  — усредненный взаимный спектр гравитационного поля и нагрузки, а  $\langle T^2 \rangle$  — усредненный энергетический спектр нагрузки (усреднение производится по направлению волнового вектора). Из всего многообразия работ, в которых использовался метод передаточных функций, упомянем статьи его родоначальников [21—23], а также работы [14, 15], где содержится анализ метода и имеются ссылки на большинство существующих исследований.

Метод передаточных функций примерно на порядок чувствительнее метода прямого сравнения полей [15], однако ему также присущи существенные ограничения. В частности, при подборе модели компенсации предполагается, что она однотипна для всего исследуемого региона. Механизмы осуществления равновесия конкретных структур могут существенно меняться в зависимости от тектонического положения различных участков литосферы. Естественно, что для такого обширного и разнородного региона, как рассматриваемый в данной работе, можно предполагать, что модель компенсации может быть оптимальной только в некотором статистическом смысле. Тем не менее построение такой модели является первым необходимым шагом в приближении к пониманию плотностного строения литосферы и механизма компенсации исследуемых структур.

Во всех анализируемых моделях в качестве априорной информации присутствовали: поверхностная нагрузка  $t$  (приведенный рельеф), поверхность кристаллического фундамента, поверхность Мохоровичича. Кроме того, считалось, что на глубине 100 км достигается условие равенства давления (т. е. на этой глубине расположен уровень изостатической компенсации). Основанием для такого предположения является вероятное положение на этой глубине кровли астеносферы в изучаемом регионе [17, 19, 20].

Поскольку положение границы  $M$  задано, подбирались вариации плотности консолидированной коры и верхней мантии. Считалось, что различие между средней (нормальной) плотностью консолидированной коры и нормальной плотностью подкорового слоя составляет  $450 \text{ кг/м}^3$  [12]. Вариации границы  $M$  определялись относительно среднего для региона уровня 42,7 км. Таким образом, суммарная остаточная нагрузка  $P$  на подкоровый слой, обусловленная вариациями приведенного рельефа и границы  $M$ , составит

$$P = 2,67t - (M - 42,7) \cdot 0,45. \quad (3)$$

Если  $P = 0$ , то изостазия осуществляется по Эри, в противном случае должна быть соответствующая компенсация в коре или мантии (отличия их средней плотности от нормальных значений). Если считать, что верхняя кромка консолидированной коры находится на уровне  $h_\phi$  (фундамент), то необходимое для равновесия изменение средней плотности коры запишется следующим образом:

$$\Delta \sigma_k = -KP / (M - h_\phi), \quad (4)$$

где  $K$  — коэффициент компенсации в коре (относительная часть остаточной нагрузки  $P$ , которая компенсируется за счет изменений плотности консолидированной коры,  $0 \leq K \leq 1$ ). При  $K = 1$  вся компенсация нагрузки осуществляет-

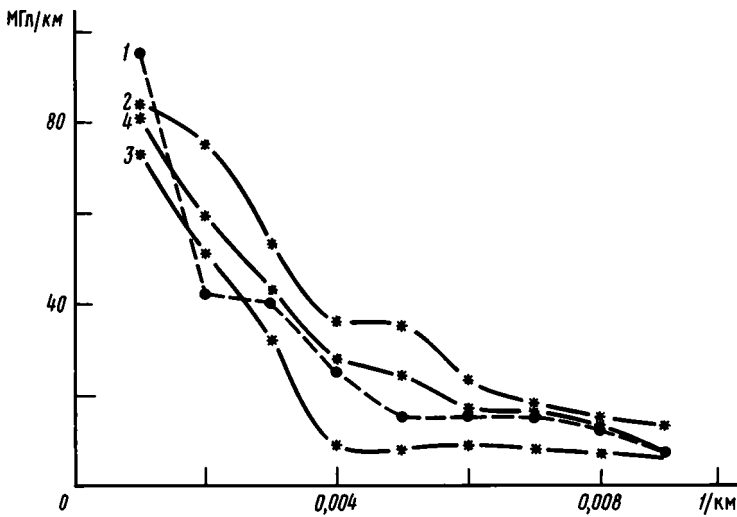


Рис. 4. Передаточные функции для некоторых изостатических плотностных моделей Туркмении. Получены: 1 — по «приведенной топографии» и полю литосферных аномалий; 2, 3 — по полю модели, в которой: 2 — большая часть компенсационных масс находится в коре, 3 — консолидированная кора однородна, а общая компенсация литосферы осуществляется за счет изменения средней плотности ее подкоровой части; 4 — по полю наиболее вероятной модели, согласно которой 40% компенсационных масс находится в коре, а остальная часть обусловлена изменениями средней плотности подкорового слоя от границы  $M$  до кровли астеносферы, глубина до которой принята в 100 км.

ся за счет изменений плотности и толщины коры, при  $K=0$  консолидированная кора однородна по плотности, а изменяется только средняя плотность подкорового слоя. Принято, что вариации средней плотности консолидированной коры не могут превышать  $\pm 50 \text{ кг/м}^3$ . В пользу этого предположения свидетельствует то, что изменения средней (пластовой) скорости в этом горизонте также очень малы [11]. В результате реальный коэффициент  $K$  для некоторых структур не может превышать определенного значения (например, для структур Каспийского моря  $K < 0,3$ ). В тех случаях, когда  $K < 1$ , для обеспечения баланса масс по вертикали (основное условие изостазии) необходимо предположить изменение средней плотности подкорового слоя между границей  $M$  и уровнем компенсации (100 км):

$$\Delta\sigma_n = [-P - \Delta\sigma_n (M - h_\phi)] / (100 - M). \quad (5)$$

Таким образом, искомым параметром предложенной модели является коэффициент компенсации в консолидированной коре  $K$ .

Для различных значений этого коэффициента строились плотностные модели литосферы и вычислялось создаваемое ими поле модельных литосферных аномалий. Модельные поля и приведенный рельеф использовались для расчета модельных передаточных функций, которые сравнивались с передаточной функцией, полученной по экспериментальным данным (приведенной топографии и литосферным аномалиям). Предпочтительной считалась та модель, передаточная функция которой лучше соответствует экспериментальной.

Были проанализированы ряд моделей, имеющих значение  $K$  от 0 до 1. Передаточные функции наиболее характерных из них показаны на рис. 4. Оказалось, что для лучшей модели  $K=0,4$  для всей территории, кроме Каспия, для которого (как уже говорилось выше)  $K=0,3$ , т. е. не менее 60% компенсационных масс (а для Каспия не менее 70%), обеспечивающих изостатическое равновесие, располагается согласно этой модели глубже раздела  $M$ . Таким образом, изостатическая плотностная модель включает известные аномальные массы, аппроксимируемые приведенной топографией  $t$ , и компенсационные массы, обусловленные вариациями раздела  $M$  относительно его среднего для

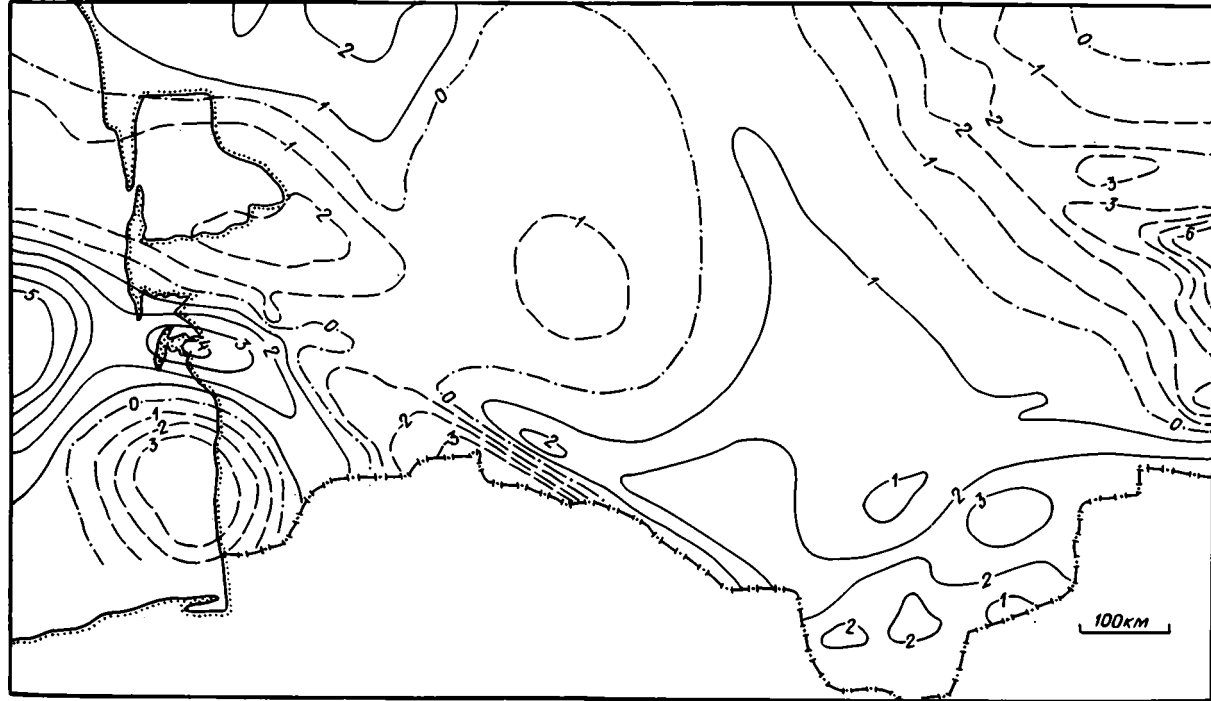


Рис. 5. Схема мощности слоя с плотностью  $1000 \text{ кг/м}^3$ , эквивалентного аномальным массам подкорового слоя Туркмении  
Условные знаки см. на рис. 1

региона уровня при разнице плотности между низами коры и подкоровым слоем в  $-450 \text{ кг/м}^3$  и вариациях плотности в консолидированной коре, определяемых из условия, приведенного выше, и не превышающих  $\pm 50 \text{ кг/м}^3$ , а также вариациях плотности в слое между границей М и уровнем изостатической компенсации, принятом на глубине 100 км. Влияние этой модели было рассчитано и вычтено из значений литосферных аномалий. Полученная разность представляет собой изостатические аномалии.

Существенный интерес представляют плотностные неоднородности подкорового слоя, полученные в нашей модели. В терминах аномальной плотности эти значения изменяются от  $+100 \text{ кг/м}^3$  в районе западной части Апшеронского порога до  $-(25 \div 50) \text{ кг/м}^3$  в районе Западно-Туркменской впадины. Можно отметить, что для Карабогазского свода получено разуплотнение до  $-25 \text{ кг/м}^3$ , для Центрально-Каракумского — до  $-10 \text{ кг/м}^3$ ; уплотнение подкорового слоя наблюдается под Мургабской впадиной ( $+25 \text{ кг/м}^3$ ), Предкопетдагским прогибом (до  $+50 \text{ кг/м}^3$ ). Значения аномальных плотностей существенно определяются заданной величиной глубины уровня изостатической компенсации (100 км). Поэтому более наглядное представление о величинах компенсационных масс, заключенных в подкоровом слое, дает схема этих масс (рис. 5), представленная в виде изолиний мощности (в км) эквивалентного слоя с плотностью  $1000 \text{ кг/м}^3$ .

Данные, характеризующие распределение компенсационных масс, наряду с данными об изостатических аномалиях позволяют сделать некоторые общие заключения об изостатическом состоянии основных тектонических элементов изучаемого региона.

### ИЗОСТАЗИЯ ТУРКМЕНИИ

Ранее для территории Туркмении изостатические аномалии силы тяжести были определены М. Е. Артемьевым [9] на основании классической схемы Эри. В настоящее время эта публикация имеет скорее исторический интерес. Полученные в результате настоящего исследования изостатические аномалии, а также плотностная модель позволяют сделать более обоснованные заключения как об изостазии тектонических структур региона, так и о способах их компенсации.

На территории Туркмении расположены части трех обширных тектонических областей, существенно различающихся особенностями глубинного строения и эволюции земной коры. Основную часть территории занимают южные районы эпигерцинской платформы — Туранской плиты. Южную часть Туркмении занимают горно-складчатые поднятия Копетдага и Большого Балхана, Предкопетдагский краевой прогиб, а также восточная часть Южно-Каспийской впадины, относимые обычно к альпийской геосинклинальной области. Глыбово-складчатые поднятия юго-западных отрогов Тянь-Шаня и система более мелких поднятий, являющихся его северо-западным продолжением, а также Афгано-Таджикская впадина и горные поднятия Северного Афганистана, частично входящие в пределы анализируемой территории, часто рассматриваются в качестве области эпиплатформенного орогенеза.

Объем журнальной статьи позволяет остановиться только на некоторых принципиальных характеристиках изостазии и плотностных моделей крупных тектонических структур региона.

Карабогазский свод характеризуется положительными изостатическими аномалиями до 50 единиц силы тяжести при среднем уровне около 20 единиц силы тяжести (рис. 6). При этом в изостатической модели потребовалось создать разуплотнение как в земной коре, так и в подкоровом слое, поскольку мощность земной коры под сводом существенно меньше, чем требуется для его изостатического равновесия.

Известные данные ГСЗ по профилю Атрек—Сагиз, пересекающему свод, действительно свидетельствуют, что под сводом наблюдается сокращение тол-

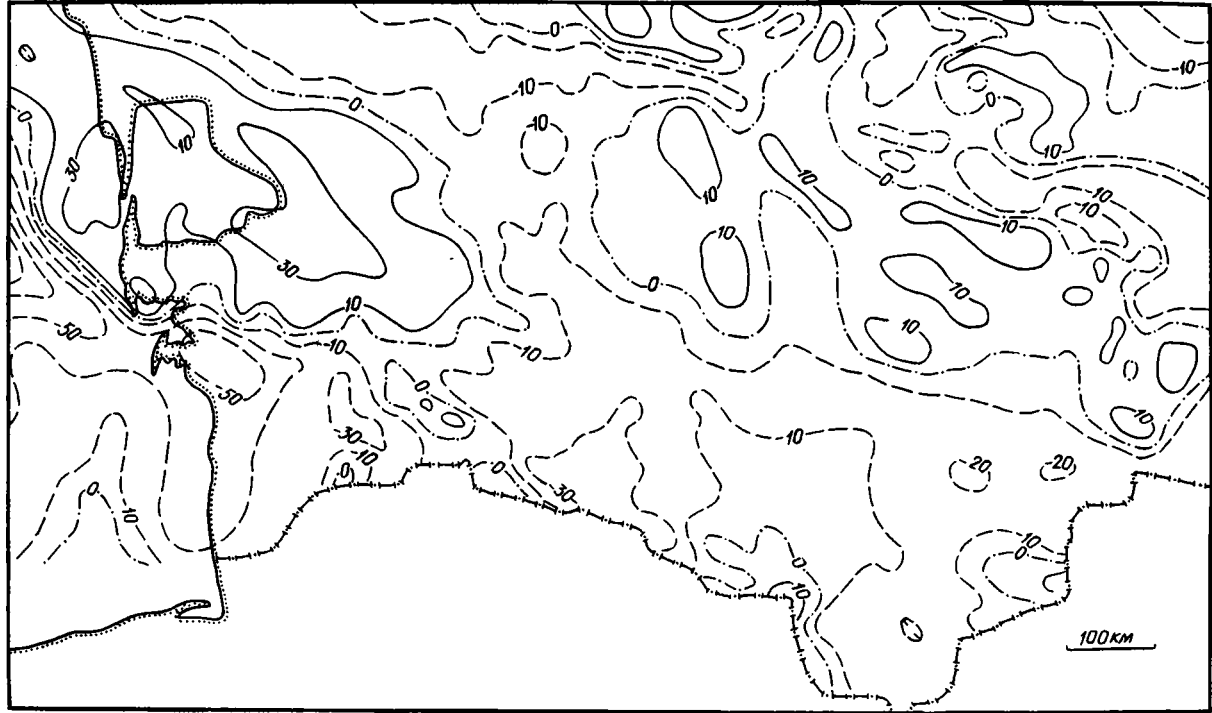


Рис. 6. Схема изостатических аномалий Туркмении  
Изолинии в условных единицах. Условные знаки см. на рис. 1

шины коры, а сейсмические скорости в консолидированной ее части такие же, как под структурами, расположенными южнее и севернее Карабогазского свода. Для свода отмечены повышенные до  $70 \text{ мВт/м}^2$  значения тепловых потоков [10].

Положительные изостатические аномалии, характерные для Карабогазского свода, могут быть несколько редуцированы, если отрицательные аномальные массы поместить на значительно больших глубинах. Проверку правомерности такой модели, как и уточнение моделей для других структур региона, мы предполагаем выполнить в ходе дальнейших исследований. Сейчас отметим только, что существенное заглубление (до глубин, больших 100 км) компенсационных масс кажется маловероятным. В таком случае труднее согласовать модель с другой геофизической информацией. Таким образом, можно сделать заключение, что положительные изостатические аномалии свода обусловлены нарушением изостазии, связанным, возможно, с динамическим воздействием линзы малоплотного мантийного вещества.

По большинству признаков обнаруживается сходство между Центрально-Каракумским и Карабогазским сводами. Главные отличия заключаются в том, что эквивалентная отрицательная аномальная масса, необходимая для компенсации Карабогазского свода, может быть представлена линзой вещества с плотностью  $—1000 \text{ кг/м}^3$  толщиной около 2 км, а для Центрально-Каракумского — толщиной около 1 км (см. рис. 5). Кроме того, изостатические аномалии над Центрально-Каракумским сводом близки к нулю или имеют небольшие отрицательные значения. По данным ГСЗ, сейсмические скорости в консолидированной коре свода понижены по сравнению с прилегающими территориями на 0,1—0,3 км/с, толщина коры сокращена. Данные о тепловом потоке [10, 11] позволяют предполагать наличие аномальной малоплотной мантии. Таким образом, наблюдается качественное согласие нашей плотностной модели и независимой геофизической информации.

Меньшие объемы аномальных компенсационных масс (меньшая степень понижения плотности коры и особенно подкорового слоя) под Центрально-Каракумским сводом и близость к нулю изостатических аномалий позволяют предположить, что эта структура действительно практически пришла в состояние изостатического равновесия, а сохраняющиеся плотностные неоднородности являются рудиментами более активной стадии развития геологического прошлого, еще не завершеного процесса релаксации тепловой аномалии. Слабые отрицательные изостатические аномалии могут быть связаны с тем, что компенсационные отрицательные аномальные массы фактически располагаются на несколько меньших глубинах, чем в принятой модели.

Обширная часть территории Восточной Туркмении, расположенная между Центрально-Каракумским сводом на западе и Амударьинской зоной глубинных разломов, ограничивающей с юго-запада зону северо-западного продолжения структур тяньшанского типа, а на юге включающая Мургабскую впадину, характеризуется в нашей модели слабоповышенной плотностью земной коры и повышенной плотностью подкорового слоя. Для расположенной восточнее Центрально-Каракумского свода Заунгузской впадины характерны аномальные положительные компенсационные массы, эквивалентные слою с плотностью  $1000 \text{ кг/м}^3$  толщиной около 1 км, и близкие к нулю изостатические аномалии. Соответствующая аномальная плотность подкорового слоя (между границей М и глубиной 100 км) не превосходит  $25 \text{ кг/м}^3$ . В пределах Мургабской впадины положительные аномальные массы подкорового слоя эквивалентны слою с плотностью  $1000 \text{ кг/м}^3$  толщиной в 2—3 км, т. е. аномальная плотность подкорового слоя составляет более  $25 \text{ кг/м}^3$  и местами превышает  $50 \text{ кг/м}^3$ . Таким образом, впадинам Восточного Туркменистана соответствует увеличение плотности подкорового слоя, тем большее, чем глубже тектонические прогибы. Не вдаваясь в природу этого явления, что потребовало бы углубления в проблемы, связанные с процессами преобразования глубинного мантийного материала, можно сделать общее заключение, что тектонические депрессии юга Туркме-



нии являются, видимо, следствием процессов, приводящих к увеличению плотности земной коры и подкорового слоя и соответствующему изостатическому прогибанию, усиливающемуся вследствие заполнения прогибов мощными толщами осадочных пород. Однако наши результаты позволяют наметить существование тектонических депрессий и иного генезиса.

Юго-восточную часть акватории Каспийского моря и прибрежные районы Туркмении (южнее Большого Балхана и западнее Копетдага) занимает Западно-Туркменская впадина, в которой накопилась мощная (до 20 км) толща осадочных пород. Эта впадина характеризуется разуплотнением подкорового слоя и большим сокращением толщины коры, чем требуется для изостазии. Существенную роль в компенсации играет аномальная верхняя мантия, понижение плотности которой достигает значений, меньших  $-50 \text{ кг/м}^3$ , а величина мантийных компенсационных масс эквивалентна слою с плотностью  $-1000 \text{ кг/м}^3$  толщиной более 3 км. Можно предполагать, что эта впадина может рассматриваться как аналог внутригеосинклинальных прогибов типа Паннонской депрессии, т. е. образование ее может быть связано с внедрением мантийного диапира. Примечательно, что изостатические аномалии этой впадины в среднем оказываются близки к нулевым значениям.

Резко отличная картина намечается для западной части Южно-Каспийской депрессии, известной одним из наиболее интенсивных в пределах СССР минимумом силы тяжести. Только самая восточная часть этой депрессии попадает в пределы анализируемого региона. Однако наши данные хорошо согласуются с полученными в [7] при анализе изостазии Кавказа. В районе, примыкающем к северо-западной части Апшеронского порога, интенсивность изостатических аномалий превышает  $-100$  единиц силы тяжести. Прогиб, заполненный осадочными породами, с мощностью, превышающей 20 км, характеризуется резким уплотнением подкорового слоя (более чем на  $100 \text{ кг/м}^3$ ), что эквивалентно слою (с плотностью  $1000 \text{ кг/м}^3$ ) толщиной более 5 км. Наиболее интенсивно эта структура проявляется вблизи Апшерона, но отчетливо прослеживается на восток до Большого Балхана. В восточной части она характеризуется изостатическими аномалиями интенсивностью  $< -60$  единиц силы тяжести, повышением плотности подкорового слоя до значений, превышающих  $50 \text{ кг/м}^3$ , эквивалентной более чем 3-километровой мощности компенсационных мантийных масс с плотностью  $1000 \text{ кг/м}^3$ . Природа этих аномалий, явно тяготеющих к Апшеронскому порогу, остается неясной. Интенсивность наблюдаемого минимума силы тяжести больше, чем рассчитанный эффект осадочной толщи (без ее компенсации). Это значит, что или аномальная плотность осадочных пород в среднем по модулю значительно больше принятой при расчетах (а она и так при построении модели Кавказа принималась большей, чем для всех других регионов), или что аномальная плотность кристаллической коры понижена до труднодопустимых значений, при этом компенсационные уплотнения мантии захватывают большие глубины, чем в нашей модели. Наблюдаемая ситуация может быть объяснена при предположении, что рассматриваемая зона вовлечена в активные прогибания под действием внешних по отношению к ней сил, в чем-то аналогичных тем, которые вызывают интенсивные прогибания, изостатические аномалии и повышение плотности подкорового слоя в районах глубоководных желобов активных океанических окраин. В любом случае детальное изучение этой зоны, возможно, даст ключевую информацию для понимания общей тектонической ситуации района.

По простиранию описанная выше зона непосредственно сменяется структурами Копетдага, особенности которого, выявленные нашими исследованиями, прямо противоположны. Для него характерны интенсивное современное поднятие, понижение плотности коры и особенно подкорового слоя (до  $< -50 \text{ кг/м}^3$ ) при отрицательных компенсационных массах, эквивалентных слою с плотностью  $-1000 \text{ кг/м}^3$  толщиной более 3 км. Смена характеристик зоны Апшеронского порога характеристиками зоны Копетдага происходит

в районе Большого и Малого Балхана. С северо-востока структуры Копетдага резко ограничены структурами Предкопетдагского прогиба. По этой границе происходит резкая смена всех выявленных нами характеристик, что, несомненно, свидетельствует об исключительной тектонической напряженности границы, совпадающей с широко известным активным глубинным разломом и зоной высокой сейсмической активности. Плотностная модель Копетдага и его изостатическая характеристика могут рассматриваться как промежуточное звено между Кавказом и Тянь-Шанем. Мантийные компенсационные массы под Копетдагом более выражены, чем под Кавказом, но не столь значительны, как под Восточным Тянь-Шанем [5]. Можно предположить, что здесь, как и в Западном Тянь-Шане, процесс субгоризонтального сжатия литосферы, типичный для альпийских складчатых поясов, наложен на процесс утонения литосферы, обусловленный поступлением из глубоких недр аномального мантийного материала и являющийся, видимо, причиной неотектонической активизации Центральной Азии [3].

Наконец, в восточную и северо-восточную части анализируемого в данной работе региона попадают структуры западных и северо-западных отрогов Тянь-Шаня. Их характеристики согласуются с выявленными ранее при изучении изостазии Тянь-Шаня [5, 6]. Изостатические аномалии этого региона в целом близки к нулю, а компенсация в существенной части обеспечивается понижением плотности подкорковых горизонтов.

В обсуждавшихся моделях предполагалось, что аномальные массы слоя между разделом М и поверхностью, принятой на глубине 100 км, обусловлены только латеральными вариациями его плотности. Это один крайний случай. Другой, практически эквивалентный по создаваемому гравитационному полю, — это отождествление аномальных масс с вариациями толщины литосферы, однородной по плотности глубже раздела М. В таком случае рисунок 5 может рассматриваться в качестве схемы толщины литосферы относительно ее среднего значения для района исследования. Если принять, что эффективная разность плотностей литосферы и астеносферы составляет  $100 \text{ кг/м}^3$ , то ее толщина под Западно-Туркменской впадиной понижена более чем на 30 км, а в районе Апшеронского порога увеличена более чем на 50 км. Фактическая ситуация является, видимо, промежуточной между этими крайними вариантами. Уточнение модели — задача дальнейших исследований.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Реализован новый способ построения плотностных изостатических моделей, представляющий обобщение методов традиционного гравитационного моделирования и метода передаточных функций. Использование принципа изостазии позволило получить информацию о плотностных неоднородностях подкоркового слоя на основе данных о строении земной коры, т. е. существенно повысить информативность дорогостоящих геолого-геофизических исследований.

Вопреки устоявшемуся представлению об определяющей роли вариаций толщины земной коры в осуществлении изостазии установлено, что компенсация аномальных масс может в значительной степени (до 60—70%) обеспечиваться плотностными неоднородностями подкоркового слоя. Анализ возможных моделей компенсации показал, что подкорковые неоднородности, компенсирующие аномальные массы основных тектонических структур Туркмении и прилегающих территорий, располагаются в пределах слоя между разделом М и глубиной 100 км. Выполнены оценки аномальных масс, заключенных в этом слое, которые могут представлять собой результат латеральных изменений плотности и толщины литосферы. Удобным представлением аномальных компенсационных масс является карта толщины эквивалентного им слоя (см. рис. 5), которую можно рассматривать как проекцию на поверхность Земли аномальных масс,

осредненных по вертикали между разделом М и уровнем компенсации, находящимся в астеносфере. Обнаружена пространственная приуроченность аномальных масс подкорового слоя к основным тектоническим структурам, что свидетельствует о существовании у этих структур отчетливых подкоровых «корней».

Крупные положительные морфоструктуры земной коры региона подстилаются мантией пониженной плотности. Наибольшая отрицательная аномальная масса обнаруживается под западными отрогами Тянь-Шаня. Это подтверждает представления о связи эпиplatformенного орогенеза с поступлением в подкоровый слой огромных масс малоплотного и, очевидно, аномально разогретого материала.

Величина отрицательных аномальных масс под Копетдагом примерно вдвое меньше, чем под Тянь-Шанем. Вероятно, повышение температуры недр играло меньшую роль в образовании этого горного сооружения.

Отрицательные аномальные массы под Карабогазским сводом сравнимы с массами под Копетдагом, но в 2—3 раза больше, чем под Центрально-Каракумским сводом. Можно предположить, что сводовые поднятия Туранской плиты образовались в результате внедрений под земную кору мантийных диапиров. В результате внедрения понижается плотность подкорового слоя и возникает изостатическое поднятие коры. Кроме того, направленное вверх движение мантийных масс оказывает на литосферу динамическое воздействие, которое, нарушая изостазию, приводит к возникновению положительных изостатических аномалий. Именно так можно объяснить положительные аномалии Карабогазского свода, которые не удается устранить в рамках разумных моделей его компенсации. Каракумский свод полностью уравновешен, а небольшие отрицательные аномальные массы, подстилающие его кору, отображают, видимо, еще не завершившийся процесс релаксации температурной неоднородности.

Результаты исследования приводят к заключению, что земная кора Предкопетдагского прогиба, Мургабской и Заунгузской впадин подстилается мантией повышенной плотности. Не вдаваясь в детали дискуссионных проблем генезиса тектонических депрессий, отметим только, что если в образовании тектонических поднятий играют роль восходящие движения горячих мантийных масс, что следует и из результатов настоящего исследования, то из очевидных физических соображений нужно допустить существование областей погружения в недра Земли более холодного материала (областей стока). Именно там должны формироваться тектонические депрессии, кора которых подстилается мантией повышенной плотности. Однажды возникнув, эти депрессии будут заполняться осадками и под их тяжестью испытывать дополнительное изостатическое опускание, которое в несколько раз может увеличить глубину прогиба, обусловленную эндогенными факторами.

Ярким примером такой тектонической депрессии является, видимо, глубоководная часть Южного Каспия. В настоящей работе анализировались только ее восточные районы, дополняя фактические результаты, опубликованные ранее [7, 8].

Из изостатической модели Южного Каспия следует, что для соблюдения равновесия необходимо допустить существование под земной корой огромных масс вещества аномально высокой плотности. Однако эта модель не объясняет литосферных аномалий силы тяжести (см. рис. 3). Действительно, разница между литосферными аномалиями и полем изостатической модели превосходит — 100 единиц силы тяжести. Фактически невозможно построить изостатическую модель, удовлетворяющую литосферным аномалиям. Таким образом, на территории, ограниченной с запада Кюрдамирским валом, с востока — мелководной частью Южного Каспия, а на севере включающей район Апшерона, наблюдается интенсивнейшее нарушение изостазии. Образно выражаясь, Южно-Каспийская впадина — это гигантская «воронка», образовавшаяся над

областью, где происходит интенсивное «всасывание» коры и подкорового слоя в недра Земли. Интересно, что к такому же выводу приводит анализ напряженного состояния этого региона, основанный на изучении механизмов очагов землетрясений [13]. По интенсивности тектонического процесса, проявляющегося и в изостатических аномалиях силы тяжести, Южно-Каспийская впадина — уникальное явление. По комплексу характеристик она принципиально выделяется среди других морей средиземноморского типа, окраинных морей океанов и внутриконтинентальных прогибов, на что указывалось и ранее [1]. По характеру гравитационного поля она более всего напоминает глубоководные желоба островодужных систем.

Совершенно иными характеристиками обладает Западно-Туркменская впадина, к которой относится и мелководная восточная часть Южного Каспия. Изостатическая модель впадины, включающая большой объем масс аномально пониженной плотности в подкоровом слое, полностью удовлетворяет литосферным аномалиям. Учитывая данные о повышении в ее пределах теплового потока и результаты электромагнитных зондирований, можно предположить, что эта депрессия является близким аналогом структур типа Паннонского бассейна.

Основываясь на оценках толщины литосферы района исследования, мы приняли ее равной 100 км. Правомерность помещения компенсационных плотностных неоднородностей в интервал глубин от раздела М до 100 км подтверждается независимыми результатами анализа передаточных функций для разных плотностных моделей. В таком случае оценки средних по разрезу аномальных плотностей подкорового слоя в принятой модели изменяются от  $+100 \text{ кг/м}^3$  под Южным Каспием до  $-50 \text{ кг/м}^3$  под Западно-Туркменской впадиной. Даже отбросив значения для Южного Каспия, поскольку модель не объясняет литосферные аномалии этой структуры, мы получим диапазон изменения средних значений плотности от  $-50$  до  $+50 \text{ кг/м}^3$ . По существующим оценкам [18] плотность горных пород изменяется на  $0,2-0,3\%$  при изменении температуры на  $100^\circ \text{C}$ , т. е. не более чем на  $10 \text{ кг/м}^3$ . Таким образом, подходя формально, можно оценить вариации температуры в подкоровом слое изучаемого региона в  $1000^\circ \text{C}$ . Это совершенно нереальная величина. Мы считаем, что выявленные плотностные неоднородности должны быть коррелированы с температурой недр, но определенная и, может быть, значительная их часть обусловлена различиями в вещественном составе подкорового слоя в областях тектонических поднятий и депрессий.

Именно с неоднородностями состава подкорового слоя проще всего связать зоны резких плотностных контактов, особенно в юго-западной сейсмически активной части Туркмении. Сравнив рис. 5 с имеющимися картами сейсмичности, читатель легко убедится, что основная масса землетрясений попадает в зоны больших горизонтальных градиентов изменения масс подкорового слоя. Плотностные неоднородности — это следствие тектонических процессов, а плотностные контакты — это контакты тектонических зон разной природы, т. е. районы концентрации тектонических напряжений. Сами плотностные неоднородности создают поля напряжений, т. е. усиливают потенциальную сейсмическую опасность.

Излагая результаты проведенного исследования, мы акцентировали внимание на связи поверхностных структур земной коры с подкоровыми неоднородностями. Эти неоднородности играют важную роль в развитии вертикальных движений земной коры. Это не отрицает роли глобальных субгоризонтальных напряжений, усиливающих деформацию литосферы в областях, содержащих плотностные неоднородности, особенно термической природы.

В заключение отметим, что достоверность полученных результатов определяется достоверностью использованной исходной информации. Можно думать, что принципиальные особенности плотностной модели региона адекватно отображают реальную ситуацию. В пользу этого свидетельствует и тот факт,

что дисперсия изостатических аномалий в 6 раз меньше дисперсии аномалий в свободном воздухе, вычисленной по значениям поля исследованной территории.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьев М. Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
2. *Артемьев М. Е.* Современное состояние проблемы изостазии // *Строение и эволюция тектоносферы.* М.: ИФЗ, 1987. С. 216—252.
3. *Артемьев М. Е., Белоусов Т. П.* Новейшие вертикальные движения и гравитационное поле Памира и Южного Тянь-Шаня // *Геотектоника.* 1980. № 1. С. 3—16.
4. *Артемьев М. Е., Голланд В. Э.* Изостатическая компенсация Тянь-Шаня. Литосферные аномалии // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1982. № 2. С. 33—45.
5. *Артемьев М. Е., Голланд В. Э.* Изостатическая компенсация Тянь-Шаня. Выбор модели компенсации // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1983. № 1. С. 43—52.
6. *Артемьев М. Е., Голланд В. Э.* Изостатическая компенсация Тянь-Шаня. Изостатические аномалии // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1985. № 5. С. 40—45.
7. *Артемьев М. Е., Голланд В. Э., Ниаури Г. А.* Новые данные по изостазии Кавказа // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1985. № 2. С. 3—15.
8. *Артемьев М. Е., Кабан М. К.* Спектральный анализ гравитационного поля и внешней нагрузки и модель изостатической компенсации (на примере Кавказа) // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1986. № 2. С. 54—65.
9. *Артемьев М. Е., Камбаров Н. Ш., Дасымов А.* Изостатическое состояние южных районов СССР // *Изостазия.* М.: Наука, 1973. С. 67—75.
10. *Аширов Т. А.* Геотермическое поле Туркмении. М.: Наука, 1984. 159 с.
11. *Васов О. К.* Глубинное строение и геофизические особенности земной коры территории Туркменистана. Ашхабад: Ылым, 1981. 152 с.
12. *Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли.* Киев: Наук. думка, 1979. 248 с.
13. *Гущенко О. И., Мостриков А. О., Петров В. А.* Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // *Докл. АН СССР.* 1990. Т. 312. № 4. С. 830—835.
14. *Кабан М. К.* Современные методы исследования изостазии. Разведочная геофизика. М.: Обзор ВИЭМС, 1987. 47 с.
15. *Кабан М. К.* Изучение изостазии литосферы. М.: Наука, 1988. 125 с.
16. *Кабан М. К., Ромашова О. Н.* Изостатическая компенсация Курильской котловины Охотского моря // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1988. № 2. С. 61—68.
17. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий (1:8 000 000). Москва—Иркутск: Мингео, 1986.
18. *Красовский С. С.* Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазии. Киев: Наук. думка, 1989. 248 с.
19. *Смирнов Я. Б.* Карты тепловых потоков и глубинных температур территории СССР (1:1 000 000). М.: ГУГК СМ СССР, 1980.
20. *Чермак В.* Геотермическая модель литосферы и карта толщины литосферы территории СССР // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1982. № 2. С. 25—38.
21. *Dorman L. M., Lewis B. T. R.* Experimental isostasy. 1. Theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. P. 3357—3365.
22. *Dorman L. M., Lewis B. T. R.* Experimental isostasy. 3. Inversion of the isostatic Green function and lateral density changes // *J. Geophys. Res.* 1972. V. 77. P. 3068—3077.
23. *Lewis B. T. R., Dorman L. M.* Experimental isostasy. 2. An isostatic model for the USA derived from gravity and topographic data // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. P. 3367—3386.

Институт физики Земли

РАН, Москва, 123810;

Институт геологии АН Туркменистана,

Ашхабад, 744032

Поступила в редакцию

2.X.1990

УДК 551.243(235.216)

© 1992 г. ХУДОЛЕЙ А. К., СЕМИЛЕТКИН С. А.

**МОРФОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ СКЛАДЧАТЫХ И РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР ТАЛАССКОГО АЛАТАУ (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)**

Приведены данные по ориентации структурных элементов и стрейн-анализу. Регион имеет покровно-надвиговое строение. В первую фазу деформаций отложения кумыштагского типа разреза были надвинуты на отложения таласского типа разреза. Во вторую фазу сформировались структуры с южной вергентностью, а в третью — с северной вергентностью. С третьей фазой связан зеленосланцевый метаморфизм. Вышеперечисленные фазы деформаций моложе среднего ордовика, но древнее девона. Наиболее молодыми являются мелкие поперечные структуры четвертой фазы деформаций. В раннем палеозое Таласо-Ферганский разлом существовал и играл роль корневой зоны надвигов Узунахматского блока.

Khudoley A. K., Semiletkin S. A. Morphology and evolution of fold and rapture structures in the Talass Alatau (northern Tien Shan). *Geotectonics*. 1992, № 1. The paper gives data on structural elements orientation and strain analysis. The region has an overthrust-nappe structure. During the first stage of deformation the deposits of the Kumyshtag type section were overthrust on the deposits of the Talass type section. During the second phase south vergence structures were formed and during the third one those with north vergence were recorded. The third phase was connected with greenschist metamorphism. The mentioned deformation phases are found younger than the middle Ordovician and older than the Devonian. The youngest are minor transverse structures which belong to the fourth deformation phase. The Talasso-Fergana fault did exist in the Early Paleozoic serving as the root zone for the Uzunakhtmat block overthrusts.

Рассматриваемый регион расположен к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома (рис. 1). По структурно-вещественным характеристикам и различиям в степени метаморфизма регион разделяется на два блока — Узунахматский и Карагаинский [1, 2]; в составе последнего нами выделяются два типа разреза — кумыштагский и таласский.

Кумыштагский тип разреза снизу вверх представлен красноцветными песчаниками (актугайская свита), туфами и туффитами (курганская свита), диамиктитамы (конуртюбинская свита) и массивными карбонатами (бешташская серия). Мощность разреза достигает 2 км. Возраст первых трех подразделений вендский, но в составе конуртюбинской свиты могут присутствовать и нижнекембрийские слои. Бешташская серия содержит фауну кембрия — среднего ордовика. В нижней части курганской свиты отмечаются кремнистые породы, похожие на чичканскую свиту Малого Каратау. Таласский тип разреза представлен терригенными флишоидами (сарыджонская серия), карбонатными и терригенно-карбонатными флишоидами (чаткарагайская серия) и красноцветными алевритоглинистыми сланцами, в верхней части которых локально присутствуют кремнистые породы (кызылбельская свита). Мощность разреза оценивается в 5—6 км [2, 4]. Обычно весь разрез считается верхнерифейским [2] или же кызылбельская свита относится к венду [4]. Однако, согласно В. Л. Клишевичу, в чаткарагайской серии обнаружены кембрийские *Hiolitidae* (определение А. М. Мамбетова), *Aziritalia* sp. (определение Б. Б. Назарова), а А. Г. Малюжинецом

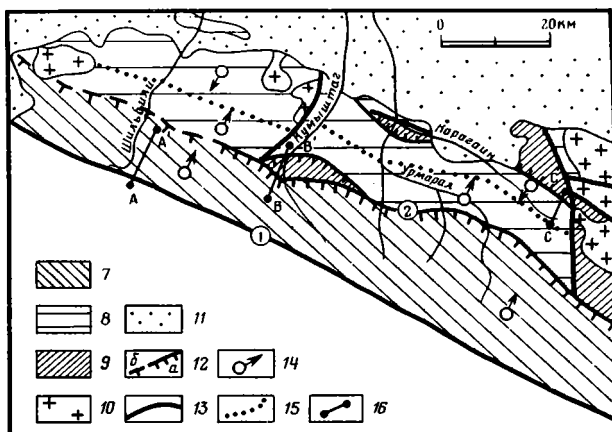
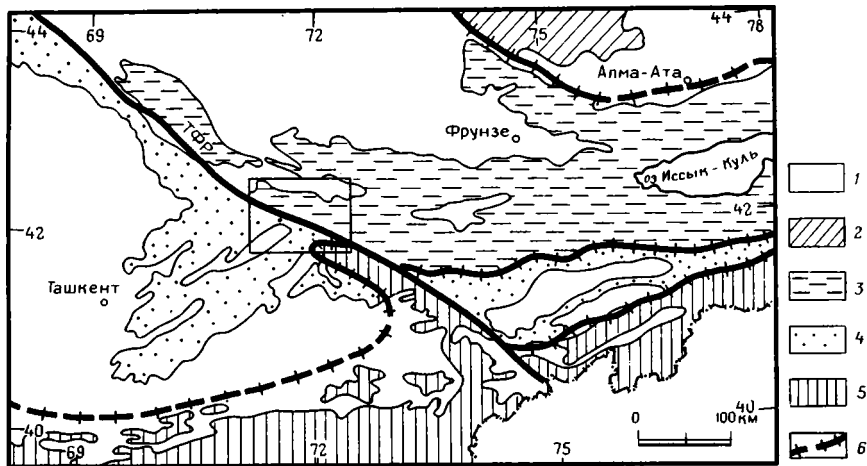


Рис. 1. Тектоническая схема Тянь-Шаня (а) и основные тектонические элементы Таласского Алатау (б)

1 — мезозойские и кайнозойские орогенные и платформенные отложения; 2—5 складчатые системы: 2—3 — каледониды (2 — Южный Казахстан, 3 — Северный Тянь-Шань), 4—5 — герциниды (4 — Средний Тянь-Шань, 5 — Южный Тянь-Шань); 6 — границы складчатых систем. ТФР — Таласо-Ферганский разлом. Рамкой показаны контуры рис. 1, б. 7 — Узундахматский блок; 8—9 — Карагаинский блок: 8 — таласский, 9 — кумыштагский типы разреза; 10 — гранитные интрузии; 11 — кайнозойская моласса; 12 — разломы (а) или серия параллельных разломов (б), ограничивающих крупные тектонические подразделения; 13 — прочие разрывные нарушения; 14 — направление вергентности складок; 15 — граница зон с различной вергентностью; 16 — линии разрезов на рис. 2. Цифрами обозначены: 1 — Таласо-Ферганский разлом, 2 — Центральноталасский надвиг

найлены неопределимые остатки трилобитов и брахиопод. Приведенные данные свидетельствуют о примерной разновозрастности таласского и кумыштагского типов разрезов.

В отложениях обоих типов разрезов нередко отмечаются размывы, но угловые несогласия отсутствуют. Наблюдения авторов подтверждают точку зрения геологов МГУ [4, 9] о том, что в южном направлении в отложениях таласского типа разреза возрастает степень метаморфизма до фации зеленых сланцев и в пределах Узундахматского блока они расчленяются на метакарбонатные бакаирскую и карабуринскую свиты и метатерригенную узундахматскую свиту. Так как структурные исследования в рассматриваемом регионе проводились многими специалистами [1, 4, 9], то авторы сочли необходимым акцентировать внимание лишь на результатах применения сравнительно редко используемых методов изучения ориентаций структурных элементов и стрейн-анализа.

**Склады.** Основные особенности строения складок Узунахматского блока видны на рис. 2 (разрезы АА' и ВВ', левая часть) и на рис. 3, а, з. Складки имеют цилиндрическую или субцилиндрическую форму, причем в бассейне р. Шильбили (см. рис. 3, а) фиксируются две системы складок со сходным положением осевых плоскостей, но различным направлением погружения шарниров. Закономерное распределение запрокинутых залеганий подчеркивает опрокинутость складок. «Усредненные» осевые плоскости падают на юго-юго-запад под углом 60—65°, но около Таласо-Ферганского разлома они вертикальны, а около Центральноталасского надвига их угол падения составляет 40—50°. В пределах выходов узунахматской свиты доминируют крупные складки шириной от сотен метров до 2—3 км, тогда как в карабуриной свите многочисленны мелкие складки шириной от десятков сантиметров до первых метров. Шарниры и осевые плоскости крупных и большинства мелких складок примерно параллельны друг другу. Азимуты погружения шарниров варьируют от 100 до 150°, а углы погружения достигают 35° (см. рис. 3, е). В редких случаях (рис. 3, з) полюса к осевым плоскостям мелких складок лежат вдоль вертикального диаметра и сами образуют складку с субгоризонтальным шарниром широтного простирания. Мелкие складки нередко изоклиналины, угол между крыльями редко превышает 30—40°, тогда как у крупных складок он составляет 30—70°. В восточной части Узунахматского блока складчатость менее интенсивна, углы между крыльями антиклиналей увеличиваются до 90°, а у синклиналей они составляют 100—130° [1].

Для отложений таласского типа разреза Карагаинского блока характерно обилие складок шириной не более десятков метров, затушевывающих региональную структуру. Сложность строения южной части блока демонстрируется стереограммами на рис. 3, м, л. На последней неотчетливо просматривается система складок, аналогичных наблюдающимся в Узунахматском блоке. В северной части блока складки приобретают субцилиндрическую форму (рис. 3, ж), но наклонены на юго-юго-запад. Угол падения «усредненной» осевой плоскости составляет 80°, но локально он уменьшается до 50° и появляются опрокинутые залегания. Шарниры большинства складок всех порядков погружаются на восток-юго-восток. Граница между зонами с развитием складок встречной вергентности (см. рис. 1) примерно совпадает с резким воздыманием в северном направлении зеркала мелкой складчатости [4, 9]. Угол между крыльями складок изменяется от 20—30 до 100—120°. Массивные карбонаты и песчаники кумыштагского типа разреза смяты в сравнительно простые моноклинали и складки. Тем не менее ориентация осевых плоскостей и шарниров этих складок мало отличается от ориентации «усредненных» осевых плоскостей и шарниров складок в соседних выходах отложений таласского типа разреза.

**Кливаж.** Кливаж присутствует во всем рассматриваемом регионе; различные аспекты его проявления были детально изучены геологами МГУ [4, 9]. Как видно из сравнения стереограмм на рис. 3, а, б, з, и, в Узунахматском блоке кливаж параллелен осевым плоскостям складок. В восточной части блока, по данным А. Ю. Беккера [1], кливаж пересекает осевые плоскости мелких складок, но это явление имеет незначительное распространение. В Карагаинском блоке в складках с северной вергентностью в сланцах также фиксируется кливаж осевой плоскости. Для складок с южной вергентностью соотношения кливажа и осевых плоскостей нами не установлены.

Деформации кливажных поверхностей развиты локально и представлены кинк-зонами шириной в первые сантиметры и мелкими пологими складками криволинейного кливажа (см. рис. 3, д). Осевые плоскости падают на северо-восток под углами 45—65°, а шарниры погружаются на восток-юго-восток под углами от 30 до 50°.



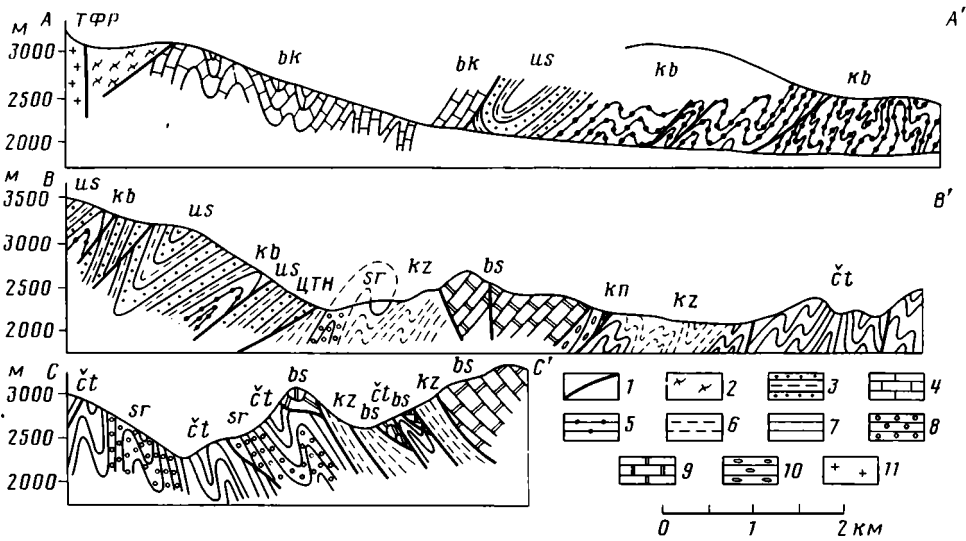


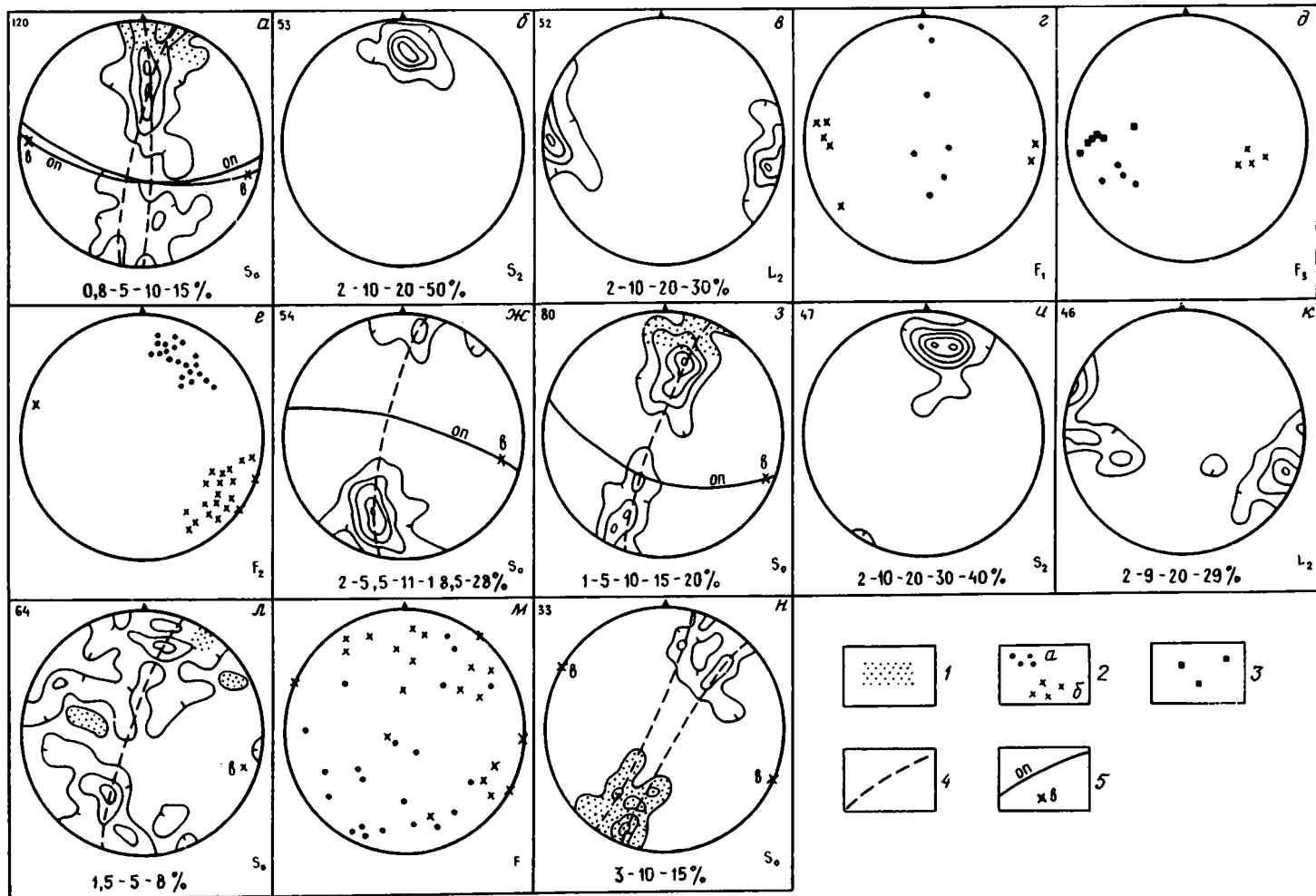
Рис. 2. Геологические разрезы через хр. Таласский Алатау (местоположение разрезов см. на рис. 1, б)

1 — разломы (ТФР — Таласо-Ферганский разлом, ЦТН — Центральноталасский надвиг); 2 — метаморфизованные и брекчированные породы около Таласо-Ферганского разлома; 3—5 — Узунахматский блок: 3 — узунахматская свита (us), 4 — бакаирская свита (bk), 5 — карабурунская свита (kb); 6—8 — Карагаинский блок, таласский тип разреза: 6 — кызылбельская свита (kz), 7 — чаткарагайская серия (čt), 8 — сарыджонская серия (sr); 9, 10 — Карагаинский блок, кумыштагский тип разреза: 9 — бешташская серия (bs), 10 — конуртюбинская свита (kn); 11 — протерозойские граниты

**Линейность.** Авторы изучали линейность только в Узунахматском блоке, где она обусловлена однообразной ориентировкой длинных осей деформированных обломочных и новообразованных зерен (линейность удлинения) или пересечением поверхностей кливажа и слоистости (линейность пересечения). Во всех обнажениях оба типа линейности параллельны друг другу и характеризуются (см. рис. 3, в, к) наличием интенсивных максимумов, совпадающих с положением «усредненных» шарниров складок. Небольшие сгущения, центры которых соответствуют направлениям с азимутами 265 и 245° и углами падения 15 и 40° (см. рис. 3, к), не имеют явной связи с региональными структурами.

**Разломы.** Наиболее крупным разрывным нарушением в рассматриваемом регионе является Таласо-Ферганский разлом, детальному описанию которого посвящена обширная литература. Здесь же важно подчеркнуть, что он субвертикален [3] и простирается примерно параллельно большинству складчатых и разрывных структур региона [4].

Как показали наши наблюдения, оба типа разреза Карагаинского блока, как и Узунахматский блок, являются тектоническими покровами (см. рис. 1). Разделяющие их разрывные нарушения примерно параллельны слоистости в вышележащей пластине, а ниже их обычно залегают интенсивно деформированные глинистые сланцы кызылбельской свиты — «базальный слой» [17], по которому происходило движение покровов. В случае их отсутствия контакт между пластинами имеет более сложную морфологию. Так, на правом берегу р. Кумыштаг тектонический контакт пород Узунахматского блока с толщей массивных карбонатов бешташской серии субвертикален и осложнен многочисленными мелкими перегибами. К западу и к востоку от правобережья р. Кумыштаг ниже тектонического контакта появляются глинистые сланцы и он быстро выполаживается



до 25—30°. Во фронтальной части пластин локально присутствуют мощные зоны брекчирования, а карбонатные породы подвергнуты разлинзованию и торошению, аналогичному наблюдавшемуся в карбонатах Южного Тянь-Шаня [6, с. 21, 67]. Центральноталасский надвиг отчетливо выражен в восточной части региона, тогда как в западной он распадается на серию более мелких нарушений [4]. Амплитуда перекрытия не превышает 5—7 км. Горизонтальное смещение по разлому, разделяющему кумыштагский и таласский типы разреза, в случае их одновозрастности должно составлять не менее 15—20 км, так как отложения первого из них накапливались на шельфе, а во втором присутствуют глубоководные гравититы.

Тектонические пластины разбиты чешуйчатыми надвигами, прослеживаемыми по простиранию на десятки километров. В Узунахматском блоке поверхности их сместителей параллельны осевым плоскостям складок и образуют передовой чешуйчатый веер в аллохтонной пластине (leading imbricate fan, [10]). Расстояние между надвигами колеблется от 0,5 до 5 км [1], а амплитуды перемещений не превышают 1,2—1,5 км. В северной части Карагаинского блока чешуйчатые надвиги также параллельны осевым плоскостям складок и рассекают тектоническую пластину на клинья, сложенные карбонатами бешташской серии (см. разрез ВВ' на рис. 2). Амплитуды смещения по чешуйчатым надвигам в восточной части блока составляют до 1,5—2 км, а в западной не превышают 1 км. Надвиги в Узунахматском блоке срезают южные крылья складок, а на севере Карагаинского блока — их северные крылья. Это отчетливо видно по стереограммам полюсов к слоистости на рис. 3, а, ж, з, содержащим максимумы, которые соответствуют только одному сохранившемуся крылу складки.

В южной части Карагаинского блока нами наблюдались преимущественно правые сдвиги северо-восточного простирания. Амплитуда смещения по ним не превышает нескольких сотен метров.

### КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ДЕФОРМАЦИЙ

**Стрей-анализ.** Примерно симметричная форма большинства теней давления свидетельствует о незначительной роли деформации вращения. Стрей-анализ Узунахматского блока проводился по обломочным зернам кремней в метатравелитах. Авторы использовали  $R_f/\theta_f$  метод (модификация Д. Де Паора [11]), позволяющий при определенных условиях учесть изменения объема, вызванные растворением под давлением [13]. В дальнейшем буквами X, Y, Z ( $X \geq Y \geq Z$ ) мы будем обозначать главные оси эллипсоида деформации, а R с буквенным индексом — осевое отношение соответствующего его сечения. При определении ориентировки эллипсоида учитывалась параллельность оси X и линейности удлинения. Как видно из рис. 4, а, угол между осями X, Y и

Рис. 3. Стереогаммы ориентаций структурных элементов. Сетка Шмидта, проекция нижней полусферы: а, ж, з, л, н — полюса к слоистости ( $S_0$ ); б, и — полюса к кливажу ( $S_2$ ); в, к — линейность ( $L_2$ ); г, д, е, м — шарниры и полюса к осевым плоскостям складок ( $F_1$  — докливажные складки,  $F_2$  — синхронные кливажу,  $F_3$  — послекливажные,  $F$  — разновозрастные складки). В левом верхнем углу указано количество замеров, под стереограммами — оцифровка изолиний в процентах. Штрихи стоят на изолиниях наименьшего содержания и направлены в сторону их увеличения. 1 — участки с доминирующими запрокинутыми залегающими; 2 — полюса к осевым плоскостям (а) и шарниры (б) мелких складок; 3 — полюса к кинк-зонам; 4 — круги наибольшего соответствия; 5 — «усредненные» осевые плоскости (оп) и шарниры (в).

Местоположение стереограмм (см. рис. 1 и 2): а—ж — р. Шильбили (а—д — Узунахматский блок, центральная часть разреза АА', е — Узунахматский блок, правая часть разреза АА', ж — Карагаинский блок, северная часть); з—м — бассейн р. Кумыштаг (з—к — Узунахматский блок, левая часть разреза ВВ', л, м — Карагаинский блок, правая часть разреза ВВ', н — междуречье Кумыштаг — Шильбили, Карагаинский блок

плоскостью кливажа обычно составляет не более  $3^{\circ}$  и находится в пределах точности измерений. Таким образом, ось  $X$  совпадает с шарнирами складок, ось  $Y$  ориентирована примерно по падению кливажа, а ось  $Z$  — примерно перпендикулярно плоскостям кливажа. Величины  $R_{xz}$  варьируют от 2,4 до 7,5, достигая наибольших значений в ядре синклинали примерно в 1,5 км к югу от Центральноталасского надвига (см. разрез  $BB'$  на рис. 2).  $R_{yz}$  в изученных образцах колеблется от 1,8 до 2,9. Деформация метатерригенных пород близка к плоской (см. рис. 4, б). Согласно критериям Д. Де Паора [11], во всех изучаемых образцах деформация была однородной, а додеформационная ориентация обломочных зерен близка к хаотичной.

Деформация Карагаинского блока изучалась по пятнам оглеения (зеленые пятна в красноцветах кызылбельской свиты) и карандашным структурам. Судя по пятнам оглеения,  $R_{xz}$  колеблется от 2,0 до 4,4. При этом  $R_{xy}$  обычно не превышает 1,5 (см. рис. 4, б) и эллипсоид деформации похож на сплюснутый эллипсоид вращения ( $X=Y>Z$ ). Угол между осью  $Z$  и слоистостью обычно близок к прямому. Лишь в редких случаях эллипсоид имеет три отчетливо разные по размеру оси. Величина  $R_{xz}$  возрастает при приближении к Центральноталасскому надвигу. Вместе с пятнами оглеения отмечаются карандашные структуры, характерные для плоской деформации при  $1,2 \leq R_{xz} \leq 1,8$  [15]. Согласно ориентировке карандашных структур, ось  $Z$  ориентирована так же, как и в Узунахматском блоке. Очевидно, что данные о форме и ориентации эллипсоида деформации, получаемые по пятнам оглеения и карандашным структурам, существенно отличаются друг от друга.

**Поперечное сжатие.** Отсутствие надежных сведений о мощностях литостратиграфических подразделений и сильная сжатость многих складок исключают возможность простого распрямления складчатых структур или равноплощадного балансирования разрезов [7, 14]; кроме того, необходим учет результатов стрейн-анализа [18]. Эти обстоятельства делают логичным использование метода Дж. Рэмсея [14], в котором форма и ориентировка эллипсоида деформации учитываются при расчете поправочной функции  $F$ . Площадь под графиком зависимости  $F$  от расстояния по длине слоя в современной структуре равна доскладчатой длине слоя. Пример расчета для Узунахматского блока приведен на рис. 4, в. Современное расстояние по горизонтали между концами отрезка составляет 1,4 км, длина слоя в складке — 3,1 км, а площадь под графиком  $F$  и, следовательно, доскладчатая длина отрезка — 4 км. Горизонтальная составляющая смещения по разлому, срезающему запрокинутое крыло складки, оценивается примерно в 0,8 км. Таким образом, расстояние между концами отрезка сократилось от 4,8 до 1,4 км, т. е. на 70% от своей первоначальной длины. Эти значения являются наибольшими для Узунахматского блока, но, по-видимому, поперечное сжатие везде превышает 50%.

Имеющиеся сведения о деформированности Карагаинского блока недостаточны для осуществления аналогичных расчетов, но позволяют провести сравнение с регионами, где такие исследования уже проведены. Наиболее подходящим объектом для сравнения являются Аппалачи, в которых изучались сходные по литологическому составу породы и где присутствуют такие же маркеры деформаций — пятна оглеения и карандашные структуры [17, 18]. В юго-западной Виргинии, где  $R_{xz}$  колеблется от 1,2 до 4,3 (как и в Карагаинском блоке), поперечное сокращение составляет ~30%. В качестве предварительной оценки эту величину (30%) можно принять и для таласского типа разреза Карагаинского блока. В отложениях кумыштагского типа разреза поперечное сжатие определяется по массивным карбонатам бешташской серии, смятым в простые складки. Оно локально достигает 50—60%, но в среднем не превышает 20—30%. Таким образом, если в настоящее время ширина Таласского Алатау по левым водоразделам р. Кумыштаг составляет 33 км (12 км Узунахматский блок и 21 км Карагаинский блок), то первоначальная ширина этого региона была около 65—75 км.

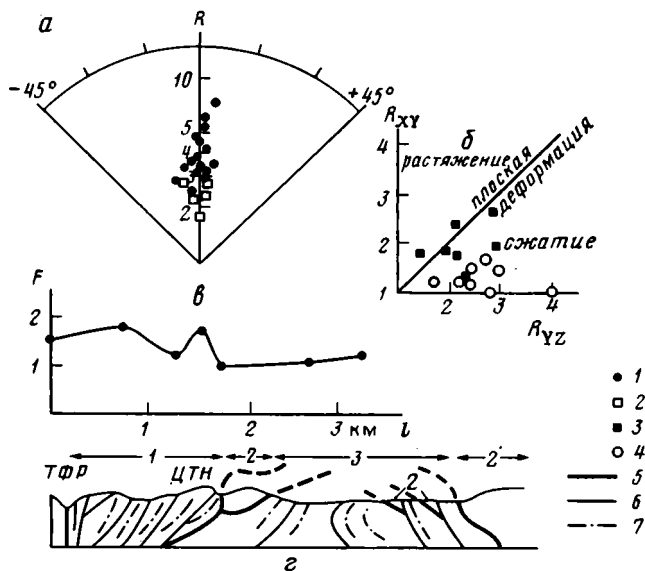


Рис. 4. Количественная оценка деформаций

*a* — гравелиты узунахматской свиты, гиперболическая сетка Де Паора [11] (направление оси  $R$  совпадает со следом плоскостей кливажа); *b* — диаграмма Флинна; *в* — график зависимости поправочной функции  $F$  от расстояния  $l$  для опрокинутой синклинали в левой части разреза  $BB'$  (см. рис. 2); *г* — обобщенный структурный профиль через Таласский Алатау (1 — Узунахматский блок, 2, 3 — Карагаинский блок: 2 — таласский тип разреза, 3 — кумыштагский тип разреза). 1, 2 — форма и ориентировка эллипсоида деформации: 1 — плоскость  $XZ$ ; 2 — плоскость  $YZ$ ; 3 — гравелиты узунахматской свиты; 4 — пятна оглеения кызылбелльской свиты; 5 — тектонические покровы и Таласо-Ферганский разлом (ТФР); 6 — чешуйчатые надвиги (ЦТН — Центральноталасский надвиг); 7 — осевые плоскости складок

#### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Изложенные выше данные позволяют восстановить последовательность тектонических событий. Во время первого этапа деформаций отложения кумыштагского типа разреза были надвинуты на отложения таласского типа разреза. Под весом аллохтонной пластины нижележащие толщи подверглись вертикальному расплющиванию, зафиксированному формой пятен оглеения в сланцах кызылбелльской свиты. Согласно современным моделям [17], покровно-надвиговые сооружения имеют клинообразную форму; судя по форме крупного тектонического останца в бассейне р. Кумыштаг (см. рис. 1), надвигание происходило в южном — юго-западном направлении. Деформации второго этапа проявились в основном в северо-восточной части Карагаинского блока. Они представлены надвигами и складками южной vergentности и карандашными структурами. Наиболее интенсивны деформации третьего этапа, когда породы Узунахматского блока были метаморфизованы и надвинуты на Карагаинский блок; при этом массивные карбонаты аллохтонного кумыштагского типа разреза играли роль жестких рампов, изменявших элементы залегания Центральноталасского надвига (см. рис. 4, *г*). В это время сформировались надвиги и складки северной vergentности, линейность и кливаж осевой плотности. Уплотнение обломочных зерен в метатерригенных породах и однообразная ориентировка линейности удлинения свидетельствуют о значительной роли стресс-метаморфизма. При наложении деформаций третьего этапа на складки второго этапа осевые плоскости последних были сами смяты в конические складки (см. рис. 3, *н*) с горизонтальными осевыми плоскостями. Ширина зоны наложенных складок обычно не превышает 2—3 км и располагается к югу от границы структур с различной vergentностью (см. рис. 1). Относительно

мелких складок Узунахматского блока (см. рис. 3, з), рассекаемых более поздним кливажом, можно только констатировать, что они древнее структур третьего этапа. Чешуйчатые надвиги второго и третьего этапов, начав формироваться одновременно со складками, продолжали развиваться и после становления последних, что отчетливо видно по срезанию надвигами крыльев и замыканий складок. Другой особенностью деформаций является то, что, несмотря на противоположную vergentность структур, их простираения отличаются не более чем на  $10^{\circ}$ .

Нижняя возрастная граница упомянутых выше этапов деформаций определяется тем, что в деформациях первого этапа участвуют самые молодые из сохранившихся палеозойских отложений — кембрийско-среднеордовикские карбонатные осадки бешташской серии. Верхнюю границу фиксирует изотопный возраст Кумыштагского гранитного массива. Для центральной части массива он составляет  $710 \pm 25$  млн. лет, тогда как данные о возрасте северной части группируются  $\sim 400$  млн. лет [5]. Очевидно, что только вторая из этих цифр может определять верхний возрастной рубеж складчатости. Широко распространенная точка зрения о наличии докембрийских деформаций [1, 2] основана на ошибочных представлениях о наличии углового несогласия между отложениями кумыштагского и таласского типов разреза и ранне-среднерифейском возрасте пород Узунахматского блока.

Кинк-зоны, складки кренуляционного кливажа (см. рис. 3, д) и малоамплитудные сдвиги северо-восточного простираения ориентированы поперек упомянутых выше структур и характеризуют деформации четвертого этапа, имевшего место после внедрения гранитов.

Другой важный вывод связан с вопросом о роли Таласо-Ферганского разлома на ранних этапах его развития. Общепринято, что с конца палеозоя и до настоящего времени по нему происходят правосдвиговые перемещения с суммарной амплитудой в сотни километров [3]. Одна из характерных особенностей строения зон динамического влияния сдвигов состоит в том, что развитые в них структурные элементы ориентированы под углом к основному разлому. В Таласском Алатау структуры первых трех этапов деформаций параллельны Таласо-Ферганскому разлому, и, следовательно, их образование не может быть связано со сдвиговыми перемещениями. Здесь следует отметить, что в пределах Карагаинского блока эллипсоид деформации обычно близок к сплюснутому эллипсоиду вращения, а в Узунахматском блоке он трехосный и его длинная ось параллельна шарнирам складок. Сходные соотношения были описаны в Центральной Японии [16], на Памире, в Южном Тянь-Шане [7, 8] и в Кордильерах [12] и связываются с покровно-надвиговым строением этих регионов. Специфику деформации обычно объясняют возрастанием температуры при подчиненной роли вертикального сжатия [16] или горизонтальным растяжением в условиях вертикального раздавливания с учетом возможной роли возрастания температуры [7, 8]. Наши наблюдения свидетельствуют в пользу второй точки зрения. Увеличение крутизны угла падения надвигов, наблюдаемое в Узунахматском блоке, типично для регионов с покровным строением, а субвертикальное залегание слоев и разломов характеризует корни покровов во многих регионах мира [10]. Аналогичная зона фиксируется вдоль Таласо-Ферганского разлома (см. разрез AA' на рис. 2, рис. 4, з), хотя ее масштабы значительно меньше, чем в Альпах или Аппалачах. Таким образом, основные особенности структур Таласского Алатау связаны с его покровно-надвиговым строением. В раннем палеозое Таласо-Ферганский разлом существовал и являлся корневой зоной для тектонического покрова Узунахматского блока, сформировавшегося на третьем этапе деформации.

1. Беккер А. Ю. О соотношении тектонических структур Узунаматского и Карагаинского блоков Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны (Северный Тянь-Шань)//Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 21—36.
2. Беккер А. Ю., Макаров В. А., Разбойников А. Г. Новые данные по стратиграфии карагаинской серии Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань)//Докембрийский и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 100—126.
3. Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М.: Наука, 1964. 143 с.
4. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Наука, 1979. 246 с.
5. Киселев В. В., Апаярв Ф. Х., Комаревцев В. Т., Цыганок Э. Н. Новые данные по уран-свинцовому возрасту стратифицированных образований Тянь-Шаня//Методы изотопной геологии и геохронологической шкалы. М.: Наука, 1986. С. 215—225.
6. Леонов М. Г. Зеленосланцевый метаморфизм — опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 136 с.
7. Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы//Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105—146.
8. Лукьянов А. В., Лукьянова В. Т. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня//Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 121—172.
9. Фролова Н. С. О влиянии метаморфизма на деформационные свойства горных пород (на примере Таласского Алатау)//Геотектоника. 1982. № 4. С. 18—24.
10. Boyer S. E., Elliott D. Thrust systems//AAPG Bull. 1982. V. 66. № 9. P. 1196—1230.
11. De Paor D. G.  $R/\theta$  strain analysis using an orientation net//J. Struct. Geol. 1988. V. 10. № 4. P. 323—333.
12. Mc Donough M. R., Simony P. S. Valemount strain zone: a dextral oblique-slip thrust system linking the Rocky Mountain and Omineca belts of the southeastern Canadian Cordillera//Geology. 1989. V. 17. № 3. P. 237—240.
13. Onasch C. M. Application on the  $R/\theta$  technique to elliptical markers deformed by pressure solution//Tectonophysics. 1984. V. 110. № 1/2. P. 157—165.
14. Ramsay J. G., Huber M. Z. The techniques of modern structural geology. V. 2. Folds and fractures. L.: Acad. Press, 1987. P. 308—700.
15. Reks I. J., Gray D. R. Pencil structure and strain in weakly deformed mudstone and siltstone//J. Struct. Geol. 1982. V. 4. № 2. P. 161—176.
16. Shimizu J. Ductile deformation in the low-grade part of the Sambagawa metamorphic belt in the northern Kanto Mountains, central Japan. //J. Geol. Soc. Japan. 1988. V. 94. № 8. P. 609—628.
17. Woodward N. B. Geological applicability of criticalwedge thrust-models//Bull. Geol. Soc. America. 1987. V. 99. № 6.
18. Woodward N. B., Gray D. R., Spears D. B. Including strain data in balanced cross-section//J. Struct. Geol. 1986. V. 8. № 3/4. P. 313—324.

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологический институт, Санкт-Петербург,  
199026

Поступила в редакцию  
4.IX.1990

УДК 551.24(517)

© 1992 г. РУЖЕНЦЕВ С. В., ПОСПЕЛОВ И. И., БАДАРЧ Г.

## ТЕКТОНИКА БАРУНХУРАЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ МОНГОЛИИ

Варисское покровно-складчатое сооружение Барунхурайской котловины (Юго-Западная Монголия) возникло на месте девонской аккреционной системы, включавшей океанический преддуговой прогиб, энсиматическую островную дугу, задуговой прогиб (Южно-Барунхурайская зона) и активную континентальную окраину андийского типа (Олонбулакская и Северо-Барунхурайская зоны). Последняя сформировалась в пределах каледонского континентального блока. Для субдуктивных зон установлена их южная полярность. Покровная структура района сформировалась в среднем карбоне в результате обдукции океанических и островодужных комплексов на отложениях континентальной окраины. Южно-Барунхурайская зона рассматривается как восточное окончание Джунгаро-Балхашской варисской складчатой системы; Олонбулакская и Северо-Барунхурайская зоны – аналог Центральноказахстанского вулканического пояса; Биджийская зона – связующее звено между варисцидами Обь-Зайсанской и Южно-Монгольской систем.

Ruzhentsev S. V., Pospelov I. I., Badarch G. *Tectonics of the Barunkhurray depression (Mongolia)*. *Geotectonics*. 1992. № 1. The variscan fold-napped structure of the Barunkhurray depression (SW Mongolia) appeared as a part of the Devonian accretionary system comprising the oceanic fore-arc basin, ensimatic island arc, back-arc basin (Southern Barunkhurray zone) and the Andian-type active continental margin (Olonbulak and Northern Barunkhurray zones). The latter have been formed inside the Caledonian continental block. The subduction zones are characterized by the northward dip. The nappe structure developed in the Middle Carboniferous as a result of obduction of the oceanic crust and island arc complexes onto the continental margin deposits. The Southern Barunkhurray zone is regarded to be the eastern end of the Junggar-Balkhash variscan folded system; the Olonbulak and Northern Barunkhurray zones are analogous of the Central Kazakhstan volcanic belt; the Bidzh zone is a connecting link between the variscan Ob -- Zaisan and the South Mongolian systems.

Палеозойские складчатые сооружения Центральной Азии, расположенные между Сибирской платформой и Катазней, рассматриваются обычно как часть Урало-Монгольского (Центральноазиатского) пояса [1, 5, 10, 11]. В его составе выделяются следующие складчатые области: 1) каледониды Алтая, Саян, Северной и Центральной Монголии; 2) каледониды и варисциды Центрального и Восточного Казахстана, Сынцзяна и Южной Монголии; 3) варисциды Южного Тянь-Шаня и Бейшаня. Считается [4, 6], что все они возникли на месте разновозрастных палеоокеанических структур, отличаясь механизмом и временем формирования гранитно-метаморфического основания.

Казахстано-Южно-Монгольские сооружения ограничены с юга и юго-запада обширным континентальным блоком. В пределах СССР он выделяется как Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньский массив (микроконтинент) с рифейской континентальной корой [9, 11]. В Сынцзяне указанному массиву соответствует поднятие Среднего Тянь-Шаня [13, 14], в Южной Монголии – Южно-Гобийский микроконтинент. На северо-востоке и севере Казахстано-Южно-Монгольская складчатая область граничит с каледонским континентом (Алтае-Саянская складчатая область), вклю-



чающим зоны докембрийской консолидации (Тувинно-Монгольский массив), а также участки континентальной коры, сформировавшейся в раннем палеозое.

Казахстано-Южно-Монгольская складчатая область построена сложно. Она характеризуется мозаичным структурным рисунком, во многом обусловленным присутствием секущих диагональных разломов. Наиболее существенная перестройка ее структуры происходит вдоль Алтае-Гобийской зоны разломов, состоящей из Кара-Иртышского, Булганского и других нарушений. Именно здесь наблюдается выкликивание ряда основных тектонических элементов Восточного Казахстана и Синьцзяна и замещение их структурами Южной Монголии [8].

На территории Казахстана и Синьцзяна западнее Алтае-Гобийской зоны разломов с севера на юг выделяются следующие основные элементы.

*Обь-Зайсанская складчатая система* — варисское сооружение, где в виде серии блоков совмещены нижне- и среднепалеозойские отложения, в формационном отношении соответствующие переработанному в девоне и карбоне краю каледонского континента, задуговому бассейну и островной дуге. Реликты коры собственно палеоокеана сохранились в пределах Калба-Нарымской и Чарской зон.

*Чингиз-Тарбагатайская система* — каледонское сооружение, включающее блоки офиолитов, островодужных эффузивов и вулканогенно-осадочных толщ кембрия — нижнего силура, интерпретируемых как отложения окраинных и междуговых бассейнов. Орогенный комплекс имеет здесь девонский возраст. Сходные по составу и возрасту образования установлены в Китае — Дарбутская зона [12; 13]. По-видимому, они прослеживаются вдоль северной периферии Джунгарской впадины и далее на восток уходят в пределы Барунхурайской котловины.

*Джунгаро-Балхашская система* — варисское с ордовикскими офиолитами сооружение. В Северном Прибалхашье развита граувакковая серия ордовика — девона. В Джунгарии разрез представлен кремнисто-сланцевой серией, содержащей горизонты базальтов, вулканогенно-осадочных пород среднего и кислого состава (девон — нижний карбон); местами присутствуют угленосные отложения впаде. Орогенный комплекс каменноугольно-пермский. Сходные отложения выявлены сейчас в Барунхурае.

Восточнее Алтае-Гобийской зоны разломов расположена *Южно-Монгольская складчатая система*. В ее пределах выделяются образования, соответствующие южной и северной континентальным окраинам и осевой палеоокеанической структуре (Заалтайская зона), где обнажаются офиолиты, эффузивные и вулканогенно-осадочные серии ордовика — нижнего карбона. Орогенный комплекс позднепалеозойский.

Очевидно, что геологическое строение Казахстано-Южно-Монгольской складчатой области меняется по простиранию. Узловым районом, где смыкаются перечисленные тектонические элементы, является Барунхурайская котловина. Именно здесь, на территории южных отрогов Монгольского Алтая, Гобийского Алтая, Северо-Восточной Джунгарии в хребтах Байтаг, Их-Хавтаг и Хундрыи-Нуру, совмещены разнородные структурно-формационные комплексы среднего палеозоя. Ниже дается анализ геологического строения этого региона, в основном базирующийся на наших исследованиях, проведенных в течение последних трех лет.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНО- ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

На территории Барунхурайского района выделяются четыре тектонические зоны (с северо-востока на юго-запад): Биджийская, Северо-Барунхурайская, Олонбулакская и Южно-Барунхурайская (рис. 1).

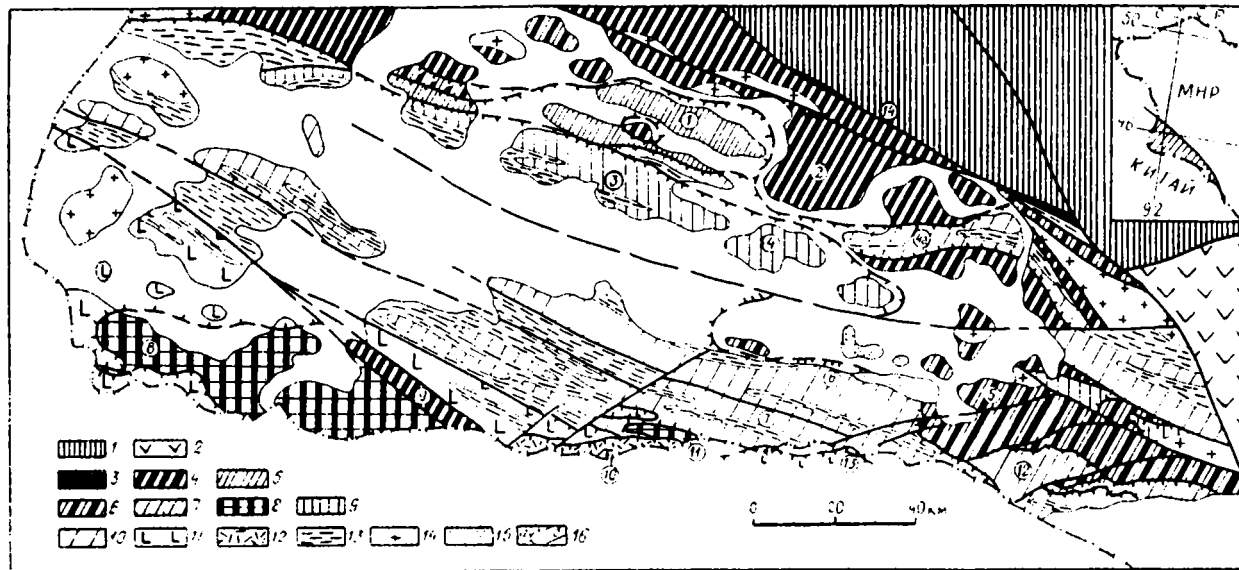


Рис. 1. Схема тектонической зональности Барунхурайской котловины

1 – каледониды Монгольского Алтая; 2 – варисциды Южной Монголии; 3 – Биджийская зона; 4–7 – Северо-Барунхурайская зона: 4 – барагинский, 5 – хайстынский, 6 – хаирханский, 7 – гурван-хаирханский комплексы; 8 – Слонбулакская зона; 9–12 – Южно-Барунхурайская зона: 9 – Сэртэнгийский, 10 – уланусский, 11 – байтакский, 12 – хавтагский комплексы; 13 – нижнекаменноугольный флиш; 14 – позднепалеозойские гранитоиды; 15 – верхне-

палеозойский неоавтохтон; 16 – надвиги (а), крутые разломы (б).

Цифрами обозначены: 1 – горы Хайстын-Ула, 2 – горы Аргалантайн-Ула, 3 – горы Сэртэнгийн-Ула, 4 – горы Хелдзаны-Нуру, 4а – горы Аргалантайн-Сэртэн, 5 – горы Хаирхан-Ула, 6 – Улан-Ус, 7 – горы Мэргэн-Хутулийн-Нуру, 8 – Байтакская антиформа, 9 – горы Сухайтын-Овгор-Нуру, 10 – хребет Их-Хавтаг, 11 – Хухшинская антиформа, 12 – массив Гурван-Хаирхан, 13 – хребет Хундрын-Нуру, 14 – Булганский разлом

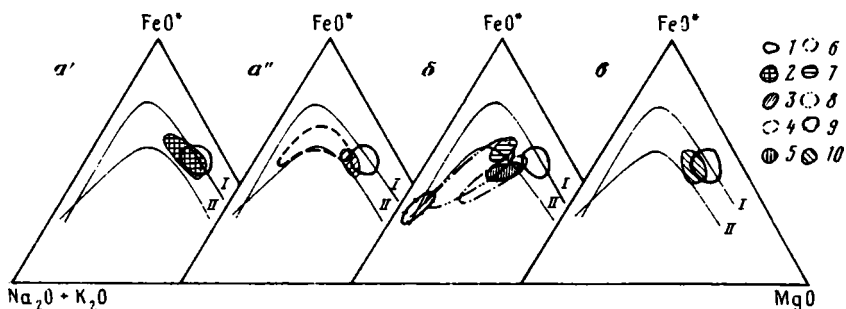


Рис. 2. Петрохимическая характеристика магматических пород Барунхурайского региона (*a'*, *a''* – байтакский, *b* – барангинский, *e* – биджийский комплексы)  
 1 – базальты срединно-океанических хребтов; 2–4 – байтакский комплекс: 2 – базальты и долериты верхней пластины, 3 – микрогаббро и долериты нижней пластины, 4 – андезит-базальтовая ассоциация нижней пластины; 5–9 – барангинский комплекс: 5 – высококальциевые субщелочные долериты и трахидолериты, 6 – шощонит-латитовая ассоциация, 7 – субщелочные долериты и трахидолериты, 8 – трахиандезитовая ассоциация, 9 – риолитовая ассоциация; 10 – базальты и долериты биджийского комплекса. I – тренд дифференциации гавайских вулканитов; II – линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий

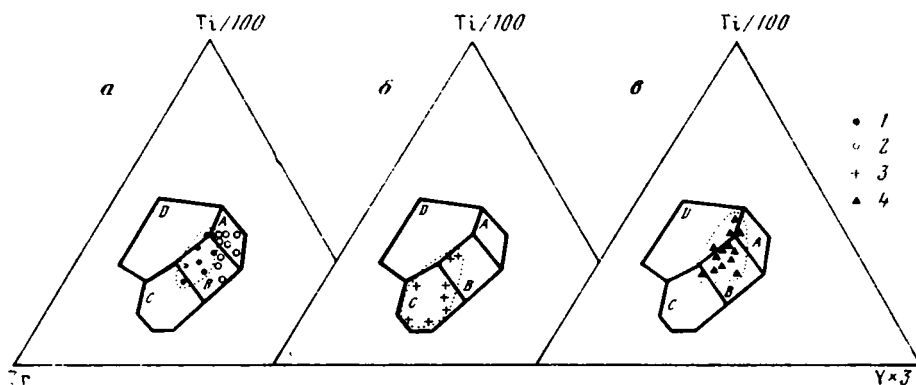


Рис. 3. Положение базальтоидов Барунхурайского региона на дискриминантной диаграмме Дж. Нирса – Дж. Канны (*a* – байтакский, *b* – уланусский, *e* – биджийский комплексы)  
 1, 2 – байтакский комплекс: 1 – базальты и долериты верхней пластины, 2 – базальты и андезитобазальты нижней пластины; 3 – базальты и андезитобазальты уланусского комплекса; 4 – базальты и долериты биджийского комплекса. Поля A и B – низкокальциевые толеиты островных дуг; поле B – базальты океанического дна; поля B и C – известково-щелочные базальты; поле D – внутриплитные (континентальные и океанические) базальты

**Биджийская зона** представлена породами одноименного комплекса, прорванного телами среднепалеозойских габбро и каменноугольных гранитов. Это система узких (0,5–2 км) тектонических клиньев, группирующихся вдоль Булганского разлома. Наиболее полный разрез комплекса вскрыт в горах Шут-Ула, по рекам Могойн-Гол и Биджийн-Гол, в районе оз. Ар-Гашун-Нур. Максимальная видимая мощность достигает 1 км. В основании разреза обнажаются пиллоу-лавы афировых базальтов и пироксеновых порфиритов (до 200–300 м). Выше расположен горизонт (120–150 м) базальтовых туфов, содержащих силлы и силлопотоки диабазов. Далее следует толща (до 0,5–0,6 км) пестроцветных кремнистых туффитов. В некоторых клиньях они замещаются песчаниками, алевролитами и кремнистыми аргиллитами.

Средний химический состав основных типов эффузивов  
Барунхурайского региона

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	47,80	47,40	53,20	56,40	48,70	60,80	55,60	49,60	59,97	45,72	47,20
TiO <sub>2</sub>	1,26	0,93	0,78	0,70	1,08	0,94	1,00	1,06	0,97	1,50	1,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,00	16,95	17,75	17,75	17,00	13,75	16,90	19,00	16,83	16,14	14,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	6,29	2,81	1,89	4,02	1,84	2,82	5,07	6,56	3,98	2,13
FeO	8,47	4,55	5,82	4,64	7,36	5,59	4,48	5,25	0,64	7,62	9,13
MnO	0,18	0,21	0,19	0,15	0,22	0,19	0,12	0,22	0,17	0,13	0,20
MgO	7,48	6,35	4,65	2,75	4,56	1,20	4,80	4,15	0,51	8,25	5,15
CaO	10,57	7,98	3,99	3,45	8,93	3,85	4,65	9,83	8,79	10,33	9,03
Na <sub>2</sub> O	2,72	2,75	3,58	3,96	3,15	5,16	4,78	2,52	4,18	2,46	4,66
K <sub>2</sub> O	0,18	2,62	4,36	5,10	1,23	1,50	0,74	0,30	0,29	0,14	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,38	0,40	0,37	0,47	0,35	0,34	0,21	0,20	0,23	0,31
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,66	2,54	2,58	1,54	2,26	2,66	2,66	1,98	0,41	3,18	3,38
CO <sub>2</sub>	1,30	0,91	—	—	—	2,17	1,11	—	—	—	1,22
Cr	104	29	60	82	17	80	58	53	55	145	95
Ni	24	13	22	38	11	9	16	25	15	50	27
Co	16	12	24	38	9	10	18	23	12	37	35
V	70	58	80	84	66	34	66	60	40	75	70
Sc	15	14	10	14	10	10	14	17	11	15	15
Cu	25	27	90	118	34	30	41	340	30	53	40
Zr	52	30	45	84	8	80	70	28	82	70	80
Y	17	10	20	18	11	23	19	20	32	25	25
Ag	—	1,5	0,8	1	1	1,5	—	—	—	—	—
Be	—	1	1,2	0,8	0,5	1	—	—	—	—	—
Ba	—	65	113	50	56	150	—	20	—	25	—
Ga	—	<1	1,4	1	1	1,2	—	—	—	—	—
Mo	—	10	12	5	10	10	—	—	—	—	—
Nb	—	—	8	<5	10	10	17	—	—	<10	—
n	14	12	4	7	12	11	14	8	6	9	6

Примечание. 1 — базальты биджэйского комплекса; 2 — 6 — барунхурайский комплекс; 7 — высококальцевые трахидолериты; 8 — шондониты; 9 — субалюксовые доломитовые трахидолериты; 10 — трахиты; 11 — андезитобазальты уланусского комплекса; 12 — 14 — байтавский комплекс; 15 — базальты южной пластины, 16 — андезиты нижней пластины, 17 — базальты верхней пластины, 18 — дифференцированные базальты верх-

ней пластины. n — количество анализов. Содержание окислов — в вес.%, элементов — в г/т. Силикатные анализы выполнены в аналитическом отделе ЦНИГРИ (г. Тула); аналитики — В. Н. Гасла, И. Ю. Пученкина, Э. С. Дудорова. Элементный анализ выполнен в спектральной лаборатории ЦНИГРИ, аналитик И. А. Ершова.

Эффузивная часть разреза представлена базальтами (среднее содержание  $\text{SiO}_2$  49%) нормально-щелочными ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,0 - 4,2\%$ ), натровыми ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4 - 12$ ), с довольно стабильным отношением  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (1,22–1,54). Практически все базальты являются мезократовыми ( $f' - 18,5 - 20,5$ ) и нормально-глиноземистыми ( $al' - 0,9 - 1,0$ ). От базальтов MORB рассматриваемые породы отличаются несколько повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  (1,3–1,7%) и пониженным —  $\text{MgO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . В целом это слабо дифференцированная толент-базальтовая серия (рис. 2 и 3) с пониженным содержанием редких и рассеянных элементов (см. таблицу).

Из-за отрывочности данных по биджийскому комплексу его палеотектоническая интерпретация затруднена. По-видимому, базальтоиды комплекса формировались в океаническом прогибе, на что указывает их сходство с базальтами MORB. Однако наблюдаемая в некоторых клиньях значительная децелтированность биджийских толентов редкими и рассеянными элементами (их содержания в целом сопоставимы с островодужными толентами) делает возможным отнесение комплекса к образованиям основания энсиматической островной дуги. Постоянная величина коэффициента  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  предполагает известково-щелочной тренд в более кислых дифференциатах. Учитывая, что разрезы комплекса вскрыты в разобитных клиньях, допустимы оба варианта.

Рассматриваемые отложения не охарактеризованы палеонтологически, вследствие чего их возраст не установлен. По типу разреза они сходны с берхеулинской (пестроцветные туффиты) и гурвалсайханской (черные песчаники и алевриты) сериями Заалтайской зоны Южной Монголии, имеющими в основном среднепалеозойский (девонский) возраст. Предложенная палеотектоническая интерпретация комплекса в общем согласуется с таковой для отмеченных серии Южной Монголии [7].

**Северо-Барунхурайская зона** включает четыре структурно-формационных комплекса, общим признаком которых является присутствие вулканитов повышенной щелочности.

Барангинский (аргалантайнский) комплекс образован субщелочными лавами, туфами, вулканомиктовыми отложениями. Среди вулканитов присутствуют все разновидности от базальтов до риодацитов. Значительное место в разрезе занимают гипабиссальные тела. Особенно широко представлены силлы авгитовых, диоксид-авгитовых, реже эгирин-авгитовых порфиритов.

Все перечисленные типы пород находятся в сложных пространственных соотношениях. Эффузивы встречаются повсеместно, на всех уровнях разреза, хотя определенно наблюдается сокращение их объемов к югу. Основание комплекса не вскрыто; возраст обнаженной его части девонско-раннекаменноугольный. На юге, в районе гор Сухайтын-Овгор-Нуру (см. рис. 1), на барангинских порфиритах с постепенным переходом залегают детритовые известняки (70–80 м), содержащие остатки *Leptaena* sp. indet., *Xystostrophia* ex gr. *umbraculum* (Schl.), *Plicostropheodonta* sp. indet., *Euryspirifer* sp. indet. (здесь и далее определение М. В. Мартыновой), указывающие на среднедевонский (скорее живецкий) возраст вмещающих слоев. На севере, в массиве Аргалантайн, в известняковых прослоях среди туфов кварцевых латитов собраны остатки нижнекаменноугольных брахиопод *Schizophoria* sp., *Orthotetes* sp. indet., *Rhipidomella* sp., *Syringotheris* sp., *Unispirifer* sp., *Spirifer bukhtarmensis* Gretch., *Sp.* cf. *subgrandis* Rot., *Torynifer* sp. indet.

Для вулканитов барангинского комплекса устанавливается четкая поперечная петрохимическая зональность. Высококальциевые базальты и андезиты (шошониты, латиты, кварцевые латиты) распространены преимущественно на севере района. К югу и юго-востоку они замещаются субщелочными калиево-натриевыми и реже известково-щелочными породами. Максимальная видимая мощность комплекса достигает 3,5 км.

В составе комплекса выделяются две ассоциации пород: трахиандезитовая и шошонит-латитовая. Первая (горы Аргалаштайн-Ула, Шут-Ула, Сэрийн-Нуру) представлена трахиандезитами, кварцевыми латитами, трахидацитами и риодацитами. Они слагают мощные горизонты бомбовых туфов, реже встречаются потоки. Наблюдаются многочисленные (особенно в нижней части разреза) силлы пироксеновых трахидолеритовых порфиритов. По химизму последние занимают промежуточное положение между субщелочными оливниновыми долеритами и трахидолеритами ( $\text{SiO}_2 - 48-51\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,5-5\%$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 0,7-1,7\%$ ). Породы характеризуются высокой железистостью ( $\text{FeO} - 10-12,5\%$ ,  $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2-2,5$ ), мезократовые ( $f' - 17-18$ ), обладают повышенной глиноземистостью ( $al' - 1-1,2$ ). Они являются калиево-натриевыми ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,5-4,5$ ), умеренно титанистыми ( $\text{TiO}_2 - 1-1,4\%$ ); в них снижено содержание Cr, Ni, Co, но наблюдается повышенное содержание Ag, Be, Ga, Mo, Ba (см. таблицу). Формирование силлов, по-видимому, происходило после кристаллизационной дифференциации и излияния более кислых разностей. С этим связан однородный состав силлов, их крупнопорфировая структура при очень высокой доле вкрапленников (до 40%) в объеме породы.

Трахиандезиты и кварцевые латиты относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,9-3,1$ ) с суммой щелочей 6,6-7,2 (трахиандезиты) и 8,1-8,7 (кварцевые латиты). Они еще в большей степени обеднены некогерентными фермафильными элементами (за исключением Cr - 80 г/т), но обогащены Zr, Y, Nb, Ag, Be, Ga, Mo. Трахиты, дациты, трахириодациты присутствуют только в виде туфов; трахиандезитобазальты, калиевые низкощелочные риодациты образуют отдельные потоки.

Шошонит-латитовая ассоциация (горы Хара-Того-Ула, хр. Барангийн-Нуру) также представлена силлами и вулканитами. Силлы имеют порфировое строение (вкрапленники авгита, ферроавгита, эгиринавгита, редко илаогклаза). Породы отличаются устойчивыми петрохимическими характеристиками:  $\text{SiO}_2 - 48-53,8\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,1-7,2\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,7-1,1$ ;  $f' - 17-20$ ;  $al' - 0,9-1,1$ . Содержание редких и рассеянных элементов приведено в таблице. Здесь также наблюдается обогащение легкими и подвижными элементами (например, Ag - 1,5, Ga и Be - до 1 г/т). Шошонитовые вулканиты - в основном грубые литические туфы, реже лавы. Кроме того, достаточно широко представлены латиты. Все это авгитовые порфириты со стекловатой основной массой. В высококальцевых породах помимо плагиоклаза встречается калиевый полевой шпат. Сумма щелочей достигает здесь 9% при  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,4-1,1$ . В подчиненном количестве среди шошонитов встречаются потоки и туфы трахибазальтов, трахиандезитобазальтов и редко трахириодацитов.

Петро- и геохимические характеристики пород обеих ассоциаций свидетельствуют, что они формировались в областях с континентальным типом коры. Процессы контаминации и ассимиляции дали широкий спектр пород. Особенность рассматриваемых вулканогенных серий - наличие ксенолитов, щелочных графитов и грапосенитов.

Хайстынский комплекс - фациально изменчивая серия пород. Наиболее полно ее разрез представлен в горах Хайстын-Ула и Сэренгийн-Хувч (левобережье р. Боданчин), где в сложных пространственных сочетаниях линзуются туфы шошонитов и трахиандезитов, дациты и их туфы. В отличие от барангинского комплекса здесь широко развиты вулканомиктовые осадки, слагающие до половины разреза. Преобладают песчаники и алевролиты смешанного состава (перемыш основных и кислых вулканитов), ритмично наслоенные, содержащие чакки (до 10-15 м) нестроцветных туффитов и туфосилитов. В виде отдельных потоков присутствуют пироксеновые порфириты. Видимая мощность комплекса до

1,5 км. Рассматриваемые отложения образуют систему пластин, шарьированных с юга на породы бараггинского комплекса.

Хаирханский комплекс обнажается на юго-востоке района (горы Хаирхан-Ула, Хувчин-Нуру, Туш-Хури-Ула и др.). В основании вскрытой части разреза здесь расположена толща (0,5—0,6 км) вулканомиктовых песчаников и конгломератов, выше которой залегает горизонт (30—150 м) базальтов, выклинивающихся к югу и юго-востоку. Далее следует сложнопостроенная (1,2—1,5 км) толща, образованная литическими туфами дацитов и риолитов, игнимбритами, кислыми вулканомиктовыми песчаниками и конгломератами, полимиктовыми песчаниками, содержащими обильные фрагменты гранитов. Присутствуют многочисленные прослои пестроцветных туфитов. Именно к этому уровню приурочены обильные пластовые тела кварцевых порфиров, щелочных гранитов и граносенитов, мощность которых варьирует от нескольких до 500 м. Вверх по разрезу туфотерригенная толща с постепенным переходом сменяется слоистыми известняками (0,1—1 км), содержащими остатки визейских брахиопод. Преобладают детритовые разности, много ракушняка, есть кремнистые и глинистые горизонты. Венчается разрез хаирханского комплекса толщей (0,3—0,4 км) литических дацитовых туфов и кислых вулканомиктов. Возраст верхней части комплекса визейский, подстилающих известняки вулканомиктовых осадков и туфов — турнейский. Возможно, что основание разреза включает уже девонские слои.

Гурван-хаирханский комплекс имеет разрез, во многом сходный с хаирханским. Здесь также широко представлены туфы и вулканисты дацитового и риолитового состава, щелочные туфы и туфиты, встречаются потоки авгитовых порфиритов. Главная отличительная черта рассматриваемого комплекса — появление между туфотерригенной толщей и визейскими известняками ритмично наслоенных песчаников и алевролитов турне — нижнего визе. Это граувакковые, местами кварц-глауколазовые песчаники мощностью до 0,5—0,7 км. В основании разреза преобладают относительно грубые разности, образующие массивные пласты (до 2—3 м) или ритмы (до 1 м); здесь же довольно много линз брахиоподовых ракушняка. Верхняя часть терригенной толщи представлена в основном сравнительно тонкими песчано-алевролитовыми флишоидами, выше которых залегают детритовые известняки, калькаренисты, брахиоподовые ракушники визе (0,6—0,7 км). Венчается разрез комплекса верхней терригенной толщей. В основании это песчано-алевролитовые, ритмично наслоенные отложения (0,5—0,6 км) с пластами известковых грубозернистых полимиктовых песчаников, содержащих остатки верхневизейских брахиопод; верхняя часть толщи (0,3—0,4 км) образована полимиктовыми конгломератами.

Следовательно, хаирханский и гурван-хаирханский комплексы в значительной своей части имеют раннекаменноугольный возраст, образуют латеральный формационный ряд, маркирующий склон вулканического поднятия. Замещение с севера на юг туфов и вулканомиктовых отложений известняками, а тех, в свою очередь, флишоидами отражает постепенный переход от вулканического поднятия в верхней части его склона к депрессионной зоне подножья.

**Олонбулакская зона.** Слагающие ее отложения обнажаются в ядре Байтакской антиформы (см. рис. 1). Это также автохтонный комплекс, его соотношение с породами Северо-Барунхурайской зоны не ясно. Главной отличительной чертой Олонбулакской зоны является присутствие в разрезе угленосных отложений. Фациально это очень нестрая толща суммарной видимой мощностью около 2 км. В основании вскрытой части разреза залегают полимиктовые песчаники, содержащие многочисленные субвулканические тела, потоки риолитов, горизонты их туфов. Местами

это сероцветные отложения с линзами углей, местами красноцветные; встречаются многочисленные линзы конгломератов, пласты огипсованных пород. Средняя часть разреза образована в основном кислыми вулканомиктовыми отложениями, пелловыми и литическими туфами риолитов, туффитами, верхняя — известковистыми песчаниками, реже известняками. Весь разрез охарактеризован остатками брахиопод. По заключению С. С. Лазарева, здесь выделяются брахиоподы трех уровней — фаменского, верхнетурнейского и визейского. Очень широко представлен комплекс лепидофитов центральноказахстанского типа. Иными словами, олонбулакский комплекс в основном имеет фаменско-визейский возраст.

**Южно-Барунхурайская зона** образована четырьмя структурно-формационными комплексами, объединяющим признаком для которых является широкое развитие в разрезе терригенных флишюидов. В этом смысле гурван-хапханский комплекс занимает промежуточное положение между северо- и южнобарунхурайскими.

Южно-Барунхурайская зона представляет собой систему аллохтонных пластин, каждая из которых имеет свою формационную характеристику. Снизу вверх выделяются следующие комплексы.

**Сэртэнгийский комплекс** (горы Сэртэнгийн-Ула, Холдзаны-Нуру, Аргалантайн-Сэртэн) приурочен к центральной части котловины. Нижняя его часть (0,8—1 км) — хорошо стратифицированная толща переслаивающихся вулканомиктовых песчаников, реже лито- и кристаллотуфов дацитов и риолитов; широко (до трети разреза) распространены пелловые туфы, туффиты и туфосилициты, образующие выдержанные горизонты (50—200 м). Верхняя часть комплекса (до 1 км) — песчано-глинистые флишюиды. И в них, и в туффитах присутствуют обильные остатки нижнекаменноугольных лепидофитов. Нижняя часть разреза палеонтологически не охарактеризована.

**Уланусский комплекс** слагает территорию южного обрамления котловины — горы Хуран-Богдо-Нуру, Мэргэн-Хутулийн-Нуру, Бандзайн-Хуран, Идрэнгийн-Нуру, Майхан-Хара и др. Хотя по набору пород это наиболее сложно построенный комплекс, уже давно было установлено [2], что здесь выделяются две серии: нижняя — существенно вулканогенная и верхняя — флишюидная.

Нижняя серия (1,6—1,8 км) — комбинация кислых и смешанных вулканомиктов, дацитовых и риолитовых туфов и тефроидов, риолитов, известняков и терригенных турбидитов; местами присутствуют потоки базальтов, андезитобазальтов и их туфы, объемы которых к югу быстро нарастают (например, район колодца Улан-Ус). Другими словами, уланусские вулканы слагают серию, дифференцированную от базальтов до риолитов. Наиболее широко здесь представлены андезитобазальты и основные андезиты ( $\text{SiO}_2$  — 53—60%), а также риолиты ( $\text{SiO}_2$  — 73—78%); базальты и дациты имеют подчиненное значение. В основном это известково-щелочные породы (см. рис. 3), калиево-натриевые, иногда натриевые (см. таблицу). Возраст толщи определяется нами в пределах эйфель — фран. Так, например, в хр. Мэргэн-Хутулийн-Нуру в районе горы Хурен-Дуи из известняков среди вулканомиктовых песчаников и туфов выделены остатки нижнеэйфельских конодонтов *Polygnathus costatus putulus* Klap., *P. costatus partitus* Klap., *P. sp.*, *Pelekysgnathus sp.*, *Icriodus ex gr. corniger* Witt (здесь и далее определения В. А. Аристова). В хр. Бандзайн-Хуран, в районе высоты 1722,0, в известняках среди вулканомиктовых песчаников собраны остатки среднедевонских (живецских?) табулят *Thamnopora nicholsoni* (Frech.), *Cladopora kokscharskaje* Dub. (здесь и далее определение Г. Т. Шарковой). На южном склоне гор Идрэнгийн-Нуру в известняковых песчаниках содержатся остатки среднедевонских табулят *Thamnopora cervicornis* (Blainv.), *Emmonsta taltiensis*



Janer. Здесь же выше по разрезу собраны остатки франских брахиопод *Stropheodonta cf. interstitialis* (Phill.), *S. asella* Vern., *Cariniferella tioga* (Hall), *Productella subaculeata* (Murch.), *Atrypa* sp., *Cyrtospirifer shelonicus* Nal. и др.

Как уже отмечалось, вулканогенные отложения местами замещаются флишоидными пачками. На крайнем юге, в урочище Хухшин-Сайр, турбидиты включают несколько тонких прослоев известняков, откуда собраны среднедевонские табуляты *Alveolites cf. edwardsi* Lec., *Thamnopora nicholsoni* (Frech.), *Favosites* sp. В сходных отложениях южного склона хр. Барангийн-Нуру известны остатки брахиопод франского яруса [3].

Выше терригенно-вулканогенной серии залегает горизонт (50–200 м) туфосилицитов, откуда выделены остатки конодонтов *Polygnathus communis* Br. et Mehl., *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl.), *Pelekysgnathus* sp., указывающих на позднефаменский возраст вмещающих слоев. Вверх по разрезу туфосилициты сменяются мощной (1–1,2 км) флишоидной серией. В нижней ее части присутствуют прослои известняков, известковистых песчаников и гравелитов, туффитов и туфосилицитов, откуда в районе колодца Улан-Ус выделены конодонты *Gnathodus pseudosemiglaber* Thom. et Fellows (Ct<sub>2</sub> – v<sub>1</sub>). В ряде мест (горы Хух-Делийн-Нуру, Улан-Ус, Хундрын-Нуру и др.) в нижней части флишоидов собраны остатки шибнекаменноугольных брахиопод. Таким образом, возраст вскрытой части терригенно-вулканогенной серии эйфельско-франский, туфосилицитов – фаменский, флишоидов – турнейско-визейский.

Флишоидная серия – монотонная толща ритмично наложенных терригенных полимиктовых пород. В основании разреза (0,4–0,5 км) преобладают песчаники, ритмичность грубая. Здесь же местами присутствуют линзы криноидно-брахиоподовых калькаренитов. Верхняя часть разреза представлена монотонным песчано-алевролитовым флишем.

Байтакский комплекс слагает водораздельную часть пограничных хребтов Байтак, Их-Хавтаг и Хундрын-Нуру. Он также состоит из двух толщ: нижней – вулканогенной (девон) и верхней – флишевой (нижний карбон). Вулканиды комплекса образуют серию пластин. Нижние пластины в хребтах Байтак и Их-Хавтаг сложены плагнопорфировыми или афировыми базальтами, андезитами, их туфами, вулканическими осадками, в том числе конгломератами. Максимальная видимая мощность толщи здесь достигает 1 км. Базальты (SiO<sub>2</sub> – 49–51%) нормально-щелочные, натровые, лейкократовые (*f* – 12–16), отличаются от базальтов MORB относительно низким содержанием TiO<sub>2</sub>, высоким – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (по сравнению с FeO – до 50%), высокой глиноземистостью (*al'* – 1,2–1,9). Андезиты (SiO<sub>2</sub> – 60–62%) также относятся к натровому ряду; с подстилающими базальтами они связаны единым трендом дифференциации, образуя толеитовую андезит-базальтовую ассоциацию. Последняя рассматривается нами как сформировавшаяся в пределах энсиматической островной дуги. В геохимическом отношении породы комплекса сопоставимы с породами юных островных дуг юго-западной части Тихого океана.

Вулканиды верхней пластины (хр. Хундрын-Нуру) представлены базальтами. Это массивные потоки, пиллоу-лавы, гиадокластиты и туфы видимой мощностью до 300 м. Базальты афировые или порфировые с вкрапленниками авгита и титаноавгита, редко оливина, анортит-битовнита или битовнита. По химизму базальты (SiO<sub>2</sub> – 45,5–49%) нижней части разреза нормально-щелочные (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=2,4–2,9%), низкокальцевые (K<sub>2</sub>O – 0,15–0,28) с пониженным содержанием TiO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, мезо- и меланократовые (*f* – 19–23), нормально-глиноземистые (*al'* – 0,7–0,9). Они относятся к толеитовой серии, что подчеркивается низким отношением K<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub> (0,1–0,2), а также FeO/MgO (1,1–1,35). Так же как и базальты MORB, они обеднены несовместимыми рассеянными (Sr до

10, Ва 10—30 г/т), а также тяжелыми элементами (Zr 60—100, Nb 10 г/т), в то же время характеризуются относительно высоким содержанием Sr (120—200 г/т) и Y (20—30 г/т).

Пиллоу-лавы верхней части разреза верхней пластины являются продуктом дифференциации океанических толеитов. Они характеризуются снижением относительной роли MgO, что выражается в увеличении отношения FeO/MgO (2,4—2,8), увеличивается также коэффициент натровости (19—25). Для верхних базальтов наблюдается более высокое содержание Ti, K и P, пониженное — Sr (80—100 г/т) и Ni (20—30 г/т) при постоянном Zr и Y. Возможно, что указанные породы знаменуют начало становления энспматической островной дуги.

Хавтагский комплекс слагает верхний элемент в системе тектонических пластин зоны. Он расположен на водоразделе хр. Их-Хавтаг и представлен толщей рассланцованных риолитов, дацитов и их туфов. Палеотектоническая позиция комплекса, расположенного в основном уже на территории Китая, не ясна и в дальнейшем в работе не рассматривается.

## СТРУКТУРА

Барунхурайский район Юго-Западной Монголии имеет покровно-надвиговое строение. Рассмотренные формационные комплексы слагают обособленные аллохтонные массы, обуславливая их «фациальность». Иногда это более или менее монолитные пластины, чаще же зоны чешуй и клиньев. И те, и другие смяты в систему морфологически разнообразных антиформ и синформ. В пределах первых вскрыты автохтонные, вторых — аллохтонные комплексы.

Автохтон и параавтохтон образованы отложениями северобарунхурайского и олонбулакского, аллохтон — южнобарунхурайского типа. Собственно относительный автохтон представлен барангинским, хаирханским и олонбулакским комплексами. Хайстынский и гурванхаирханский комплексы слагают параавтохтонные пластины. Аллохтон включает четыре покрова (снизу вверх): Сэртэнгийский, Уланусский, Байтакский и Хавтагский.

Как уже отмечалось, региональная структура Барунхурая определяется наличием анти- и синформ, осложненных секущими продольными и поперечными разрывами. Последние имеют значительную сбросовую с элементами сдвига компоненту. Ориентировка складчатых структур северо-западная. В самом общем виде выделяются северная и южная системы антиформ, разделенные осевой синформой. Происходит воздымание шарнира структур к юго-востоку, вследствие чего аллохтонные элементы исчезают в этом направлении; наоборот, они раскрываются к северо-западу, широко обнажаясь на территории Синьцзяна.

Северная антиформа пространственно совпадает с полосой северобарунхурайских отложений и характеризуется сочетанием весьма разнообразных структурных форм. Это либо моноклинали, срезанная на севере Булганским разломом и круто падающая к югу (хр. Барангийн-Нуру), либо серия падающих к югу чешуй (Увчуггийн-Сэрвен), либо система куполов (горы Аргалантайн-Ула), на которые с юга надвинуты параавтохтонные пластины. Следует отметить, что в целом структура достаточно пологая. Ее усложнение происходит в результате наложенных деформаций, наиболее мощно проявленных вдоль границы с Монгольским Алтаем.

Осевая синформа выполнена аллохтонными элементами (преимущественно Сэртэнгийский и Уланусский покровы). Северная фронтальная их часть ограничена надвигом (плоскость сместителя падает к югу под углами 30—70°), который маркируется зоной расслаивания и напряженной дисгармоничной складчатости. К югу от фронтального надвига аллохтон-

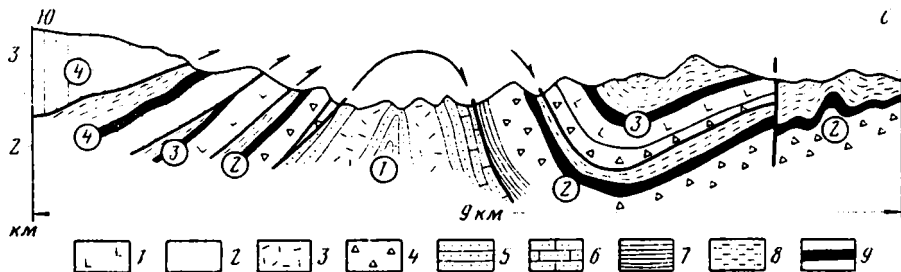


Рис. 4. Геологический профиль через Хухшинскую антиформу  
 1 — базальты (D); 2 — расщепленные риолиты, их туфы (D<sup>2</sup>); 3 — массивные риолиты, их туфы (C<sub>1</sub>t-c); 4 — туфы, вулканические осадки (D<sub>2</sub>ef-D<sub>3</sub>f); 5 — полимиктовые песчаники, угли (C<sub>1</sub>t-c); 6 — известковистые песчаники (C<sub>1</sub>v); 7 — флиш (D<sub>2</sub>); 8 — флиш (C<sub>1</sub>); 9 — туффиты (D<sub>2</sub>fm). Цифрами обозначены: 1 — олонбулакский комплекс (относительно автохтон); 2-4 — тектонические покровы: 2 — Уланусский, 3 — Байтакский, 4 — Хавтагский

ные пластины смяты в крупные корытообразные складки с плоскими днищами, разделенными гребневидными узкими антиклиналями. В последних часто наблюдается опрокидывание слоев к северу, развит кливаж осевой поверхности, а в подвернутых крыльях появляются сколы. Амплитуда таких антиклиналей незначительна, что предполагает их дисгармоничную природу. По направлению к югу напряженность структуры увеличивается. Коробчатые нарушения сменяются голоморфными с более или менее гармоничным насыщением деформируемых объемов складчатых дислокациями. В этом же направлении происходит увеличение амплитуды структур, что в свою очередь обуславливает появление конформных складок, в пределах которых обнажаются породы нескольких пластин. В связи с воздыманием зеркала складчатости к югу отмеченные нарушения сменяются южной системой антиформ.

Южная система антиформ — цепочка куполов, где наиболее четко видны покровные соотношения. Нами детально были изучены две такие структуры. В пределах ядра западной Байтакской антиформы вскрыты визейские отложения олонбулакского комплекса, выше которых залегают вулканиты (преимущественно базальтоиды) байтакского комплекса; возраст последних дофаменский. Хухшинская антиформа расположена восточнее, у северного склона хр. Их-Хавтаг (см. рис. 1). В ее ядре обнажена угленосная толща (рис. 4), содержащая обильные остатки брахиопод верхнего визе. Выше залегают вулканические песчаники, риолиты и их туфы, туффиты, граувакки (D<sub>2</sub>ef — C<sub>1</sub>, Уланусская пластина), базальты, их туфы, граувакки (D<sub>2</sub> — C<sub>1</sub>, Байтакская пластина) и, наконец, дациты, их туфы, песчаники (D<sup>2</sup> — C<sub>1</sub>, Хавтагская пластина). Отмеченный пакет пластин — наиболее полный из наблюдаемых в пределах одной структуры. Несмотря на сравнительно напряженное смятие пластин, все они залегают приблизительно параллельно, что предполагает единый механизм их шарьирования.

Заканчивая характеристику структуры Барунхурая, отметим следующие положения.

1. Район имеет покровно-надвиговое строение.

2. Здесь нигде не вскрыты породы кристаллического основания, а стратиграфический диапазон вовлеченных в складчатость толщ сравнительно невелик: средний девон — нижний карбон. Стратиграфический объем шарьруемых толщ увеличивается к югу; на севере это в основном нижнекаменноугольные, на юге — девонско-нижнекаменноугольные отложения.

3. Широко развита гребневидная складчатость, переходящая к югу в голоморфную; в этом же направлении увеличивается амплитуда складок.

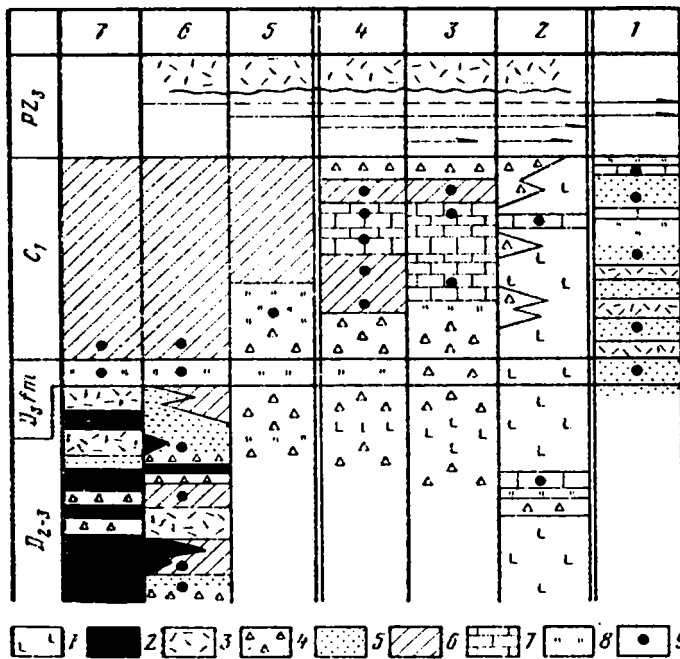


Рис. 5. Схема сопоставления структурно-формационных комплексов  
 1 -- шшониты, латиты, трахиандезиты, их туфы; 2 -- базальты, андезитобазальты, андезиты; 3 -- риолиты, дациты; 4 -- туфы, вулканомиктовые отложения; 5 -- полимиктовые песчаники, граувакки; 6 -- флиш; 7 -- конгломераты; 8 -- известняки; 9 -- туффиты, туфосилциты; 10 -- уровни сбора органических остатков. Комплексы: 1 -- олонбулакский, 2 -- барангинский, 3 -- хаирханский, 4 -- гурван-хаирханский, 5 -- сэртэнгинский, 6 -- уланусский, 7 -- байтакский

4. Видимая амплитуда шарьирования отдельных пластин без учета эффекта их смятия достигает 70–80 км. Минимальная суммарная величина сжатия равна примерно 250–280 км.

Сказанное позволяет предположить следующий механизм формирования покровно-складчатой структуры Барунхурая. Допускается регионально выраженный базальный срыв основания деформируемого среднепалеозойского комплекса. Указанный срыв, погружаясь к югу, переходит на все более глубинные структурные уровни. Уже за пределами территории Монголии, в Синьцзяне, в шарьирование вовлекаются породы меланократового фундамента (Джахеба-Алмантайские офиолиты). В процессе шарьирования обособившаяся масса распалась на серию аллохтонных пластин, дифференцированно смещавшихся одна относительно другой. Наиболее южные комплексы дали начало верхним пластинам, а «фациальность» последних была, по-видимому, связана с трансформацией пограничных разрывов, разделявших различные структурно-формационные комплексы, в оперяющие надвиги, которые смыкались с базальным срывом. В результате южные структурно-формационные комплексы были шарьированы на автохтон, а в дальнейшем образовавшийся пакет пластин был дополнительно смят в систему антиформ и синформ. Увеличение напряженности покровных складок на юге предполагает поддвиговый механизм шарьирования.

#### ПАЛЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Приведенный материал показывает, что в пределах Барунхурайского района совмещены разнообразные структурно-формационные комплексы. Палинстратические реконструкции позволяют воссоздать следующий их

латеральный ряд с северо-востока на юго-запад в современных координатах: биджийский — барангинский, хаирханский, олонбулакский — хайстынский, гурван-хаирханский — сэртэнгийский, уланусский — байтакский (рис. 5).

Биджийский комплекс соответствует варисской палеоокеанической зоне. Слагая систему клиньев вдоль Булганского разлома, он является связующим звеном между Обь-Зайсанской и Южно-Монгольской варисскими структурами.

Расположенная южнее Северо-Барунхурайская зона образована субщелочными вулканитами, дифференцированными от базальтов до риолитов. Наряду с эффузивами и туфами широко представлены грубые вулканомиктовые и полимиктовые обломочные породы, вплоть до валунных конгломератов, присутствуют тела гранитов и граносиенитов. В целом это орогенный комплекс, сегментированный по простиранию и состоящий из шшонит-латитовой, трахандезитовой и риолитовой ассоциаций. Указанные вулканиты слагают серию построек центрального типа, некоторые из которых хорошо сохранились (горы Аргалантайн-Ула). К югу, на южном склоне вулканической гряды, преимущественно эффузивно-туфовые толщи (барангинский и хаирханский комплексы) замещаются мелководными вулканомиктовыми осадками от грубых на севере до песчано-алевролитовых турбидитов на юге (хайстынский и гурван-хаирханский комплексы), маркирующих склоп и подножие вулканического поднятия.

Наряду с продольной намечается поперечная петрохимическая зональность, выражающаяся в смене к югу высококальциевых субщелочных вулканитов известково-щелочными. Сказанное позволяет рассматривать Северо-Барунхурайскую зону как среднепалеозойский (девонско-раннекаменноугольный) красной вулканический пояс, сформировавшийся на доэфельском складчатом основании. Это, а также положение Северо-Барунхурайского пояса между варисскими палеоокеаническими зонами делает возможным сопоставление его с Центрально-Казахстанским вулканическим поясом, заложившимся на стыке каледонид Чингиза-Тарбагата и Джунгаро-Балхашского варисского палеоокеанического бассейна. По развитым здесь вулканическим ассоциациям, особенностям сегментации Северо-Барунхурайская зона аналогична Центральным и Южным Андам, где в кайнозой выделяются ареалы тех же пород — шшонит-латитовая, андезитовая и риолитовая формации [16, 17]. Их пространственное положение связано с сегментацией зоны субдукции [15]. Если пользоваться актуалистическими критериями, то следует предположить, что в Барунхурае шшонит-латитовая ассоциация была наиболее удалена от края континента (в Андах это 300—350 км), риолит-дацитовая развита по его внешней (южной) периферии, андезитовая занимала промежуточное положение. Структурное положение указанных ассоциаций, их петро- и геохимические особенности — смена в северном направлении известково-щелочных серий субщелочными с повышенным содержанием калия — подтверждают такую схему. Иными словами, Северо-Барунхурайская зона может рассматриваться как среднепалеозойская (девонско-раннекаменноугольная) континентальная окраина андийского типа с южной полярностью (в современных координатах) субдуктивной зоны.

Несколько особняком стоит олонбулакский комплекс (зона), так как его структурные соотношения с северобарунхурайскими комплексами неясны. В тектоническом смысле это угленосная моласса, сформировавшаяся в прибрежно-морских условиях. По некоторым характеристикам она сходна с хаирханским и гурван-хаирханским комплексами (широкое распространение риолитов, дацитов, их туфов и вулканомиктов, брахиоподовых нижшекаменноугольных известняков), что предположительно позво-

зает отнести олонбулакские отложения также к образованиям одного из сегментов Северо-Барунхурайского вулканического пояса.

Южнее вулканического пояса располагалась обширная депрессионная зона, заполнявшаяся мощными вулканотерригенными отложениями (сэртэнгийский и уланусский комплексы). Основной фон нижней (девонской) части разреза здесь слагают вулканомиктовые турбидиты, туффиты и туффосилициты, верхней (раннекаменноугольной) — граувакковая флишеидная серия, местами приобретающая вид типичного относительно тонкого терригенного флиша. В центральной части уланусской пластины флишевые пачки появляются уже на девонском уровне (см. рис. 5). Отличие между нижней и верхней толщами заключается в следующем. В девонской части разреза обломочные отложения дифференцированы в разрезе и по латерали: здесь различаются кислые и основные вулканомикты, а смешанные разности играют подчиненную роль; большое значение имеют тефроиды и туфы преимущественно кислого состава. Иными словами, связи с конкретными источниками сноса здесь достаточно отчетливы. Для флишеидной серии наблюдается нивелировка условий седиментации. На фоне общего углубления бассейна происходит смешение и существенная переработка вулканогенного материала, что предполагает удаление зон аккумуляции от источников сноса. Важно отметить также появление значительных объемов продуктов перемыва гранитоидов, что увеличивает полимиктовость состава осадков. Их латеральный разнос подтверждается присутствием языковых гнероглифов, в целом ориентированных в северо-западном направлении.

Как уже отмечалось, в южной части уланусского комплекса существенное значение вновь приобретают девонские вулканиды. Здесь широко представлены потоки базальтоидов, андезитов, риолиты и их туфы, горизонты кислых и смешанных вулканомиктовых осадков, в том числе и конгломератов (вплоть до валунных). Много субвулканических тел кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Указанные образования маркируют южный борт Уланусского прогиба и в палеотектоническом отношении соответствуют северному (тыловому) склону девонского островодужного поднятия. В раннем карбоне здесь располагался обширный флишевый прогиб, заполнявшийся полимиктовыми турбидитами.

Байтакский комплекс в девоне представлен толщей дифференцированных толщ (базальты, андезиты и их туфы). По химизму и особенностям строения указанные вулканиды рассматриваются как образования южной (фронтальной) части Южно-Барунхурайской энсиматической островной дуги. Изменение характера вулканизма (смена к югу известково-щелочной серии толетовой) предполагает южную полярность субдуктивной зоны. Несколько особняком стоят базальты осевой части хр. Хундрын-Нуру (район Суртын-Сайр) с характеристиками, типичными для MORB. По-видимому, это верхние пластины в составе байтакского комплекса, соответствующие уже преддуговому прогибу. В пользу подобной палеотектонической трактовки южной части уланусского и байтакского комплексов говорит их тесная пространственная связь с Джахеба-Алмантайской офиолитовой сутурой, протягивающейся по территории Китая в непосредственной близости от границы с МНР.

На основании сказанного палеотектоническая модель Барунхурайского района Монголии сводится к следующему. В среднем и позднем девоне здесь формировалась сложная система структур, включавшая с юго-запада на северо-восток (в современных координатах): 1) преддуговой палеоокеанический прогиб (верхние пластины байтакского комплекса); 2) фронтальную часть Южно-Барунхурайской (Байтакской) энсиматической островной дуги (нижние пластины байтакского комплекса); 3) тыловую часть той же дуги (южная часть уланусского комплекса); 4) Уланусский

задуговой прогиб (уланусский и сэртэнгийский комплексы; фундамент этих комплексов не вскрыт, широкое развитие риолитов наряду с мощными вулканомиктовыми турбудитами позволяет предположить, что они формировались на раздробленном и частично уничтоженном спаллическом основании); 5) Северо-Барунхурайский вулканический пояс — континентальную окраину андийского типа, по-видимому, возникшую вдоль южной периферии каледонского массива Чингиза — Тарбагатай; 6) Биджийский палеоокеанический прогиб, соответствующий северной ветви варисцид Казахстана-Южно-Монгольской области.

В раннем карбоне структура несколько упростилась. Южно-Барунхурайское островодужное поднятие отмирает. На его месте, а также на месте Уланусского прогиба формируется единый обширный прогиб, заполняющийся мощнейшей серией полимиктового или грауваккового флиша. Положение южной границы флишевого прогиба в современной структуре не ясно из-за фрагментарности наших знаний о геологии прилегающих районов Китая. В то же время продолжает активно развиваться Северо-Барунхурайский вулканический пояс, вдоль которого сосредотачиваются основные аккреционные процессы, продолжавшиеся по крайней мере до позднего визе включительно.

Общее отмирание всех рассмотренных структур наступает, по-видимому, в среднем карбоне, когда происходит совмещение перечисленных ранее комплексов и формируется сложная система, обусловленная коллизией континентальной массы — островная дуга. Определенно устанавливается обдукция палеоокеанических элементов на край континента. Действительно, на краевой вулканический пояс шарьированы сначала отложения задугового прогиба, затем энзиматической островной дуги и, наконец, преддугового прогиба. Неоавтохтонный чехол имеет здесь позднепалеозойский возраст. Он представлен в основном трахириолитами и их туфами, а также грубыми терригенными отложениями.

## ВЫВОДЫ

1. Складчатые сооружения Барунхурай имеют покровно-надвиговое строение. Они образуют сложно построенное варисское коллизионное сооружение, в пределах которого разнообразны структурно-формационные комплексы девона — нижнего карбона шарьированы к северу, образовав серию тектонических пластин. В целом здесь наблюдаются обдуктивные соотношения. Время обдукции, по-видимому, средний карбон, неоавтохтон имеет позднепалеозойский возраст.

2. В палеотектоническом смысле выделяемые зоны соответствуют: Биджийская — варисской палеоокеанической структуре (включая энзиматическую островную дугу), Северо-Барунхурайская и Олоубулакская (относительный автохтон и нараавтохтон) — активной континентальной окраине андийского типа, сформировавшейся предположительно на каледонском складчатом основании, Южно-Барунхурайская (аллохтон) — задуговому бассейну, варисской энзиматической дуге и преддуговому прогибу.

3. Анализ имеющихся материалов показывает, что Биджийская зона относится к северной ветви варисских сооружений Казахстана-Южно-Монгольской области, скорее всего к Южно-Монгольской системе. Северо-Барунхурайская и Олоубулакская зоны образуют среднепалеозойский вулканический пояс, представляющий собой восточное окончание Центрально-Казахстанского пояса, который сформировался на стыке варисского бассейна с океанической корой и каледонид Чингиза — Тарбагатай. В пользу этого говорит также и то, что отложения олоубулакской зоны охарактеризованы комплексом лепидофитов, аналогичным таковому в

Центральном Казахстане. Южно-Барунхурайская зона соответствует, по-видимому, восточному окончанию складчатых сооружений Джунгаро-Балхашской системы.

4. Перестройка структуры Казахстано-Южно-Монгольской складчатой области происходит вдоль Алтае-Гобийской системы разломов. Обычно они рассматриваются как молодые или обновленные сдвиги. Однако приведенный материал показывает, что их тектоническая природа сложней. Указанные разломы существовали уже в среднем палеозое (возможно, и ранее) и во многом контролировали распределение основных структурно-формационных элементов. Необходимо отметить также, что разрывы Алтае-Гобийской системы, будучи прекрасно выраженными в варисцидах, практически полностью исчезают в пределах Южно-Гобийского микроконтинента. Все это позволяет предположить, что рассматриваемая зона нарушений представляет собой трансформный разлом, вдоль которого в палеозое происходило тройное сочленение варисских палеоокеанических структур: Обь-Зайсанской и Джунгаро-Балхашской (на западе) и Южно-Монгольской (на востоке). Начиная с позднего палеозоя указанная зона разрывных нарушений развивалась уже как крупный правосторонний сдвиг.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зоненшайн Л. П. Модель развития геосинклинального процесса // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 11–35.
2. Лувсанданзан Б. Нижнекаменноугольные отложения Юго-Западной Монголии // Стратиграфия и тектоника МНР. М.: Наука, 1970. С. 105–113.
3. Маркова Н. Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 119 с.
4. Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Фрагменты Палеопацифики в центре Евразийского континента // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 30–46.
5. Муратов М. В. Урало-Монгольский пояс // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 5–14.
6. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиналей // Сов. геология. 1972. № 12. С. 8–19.
7. Руженцев С. В., Бадарч Г., Вознесенская Т. А., Шаркова Т. Т. Формации и структуры варисцид Южной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 101–137.
8. Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Поспелов И. И. Тектоническая зональность Казахстано-Южномонгольской складчатой области // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 2. С. 456–461.
9. Тектоника Казахстана. М.: Наука. 1982. 137 с.
10. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука. 1980. 220 с.
11. Хаин В. Е. Региональная тектоника. М.: Недра, 1977. 359 с.
12. Coleman R. G. Continental growth of NW China // *Tectonics*. 1989. V. 8. № 3. P. 621–635.
13. Ren Jishun, Jiang Chunfa, Zhang Zhengkun. Geotectonic evolution of China. Berlin, New-York, Tokyo: Springer-Verlag, 1987. 203 p.
14. Yang Zunyi, Cheng Yugi, Wang Hongshen. The geology of China. Oxford: Oxford monographs geol. and geophysics. 1986. № 3. 303 p.
15. Barazangi M., Isacks B. L. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nasca plate beneath South America // *Geology*. 1976. V. 4. № 11. P. 24–36.
16. Deruelle B. Petrology of the plio-quadernary volcanism of the South-, Central and Meridional Andes // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1982. V. 14. № 1/2. P. 63–81.
17. Hughes C. J. Igneous petrology. Amsterdam, Oxford, New-York: Elsevier Sci. Publ. Co., 1982. 319 p.

Геологический институт  
РАН, Москва, 109017;  
Геологический институт  
АН Монголии, Улан-Батор

Поступила в редакцию  
24.XII.1990  
Рецензент: А. А. Моссаковский



УДК 551.24(5)

© 1992 г. МАКАРЫЧЕВ Г. И.

## ПЕРВИЧНООКЕАНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА КОРЫ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Рассмотрено строение дорифейских выступов в Казахстане, Тянь-Шане и Монголии. Установлен позднеархейско-раннепротерозойский ультрабазит-базитовый субстрат этих выступов. Приведены новые данные по метаморфизму и гранитизации этого субстрата. Сделан вывод о длительном становлении континентальной земной коры в процессе преобразования океанической коры позднеархейско-раннепротерозойского Урало-Монгольского протоокеана.

Makarychev G. I. Primary oceanic nature of the crust of the Ural-Mongolian fold belt. *Geotectonics*. 1992. № 1. Pre-Riphean escarpments of Kazakhstan, Tien Shan and Mongolia are discussed in the paper. Late Archean-early Proterozoic ultramafic-mafic substrate has been recorded in these escarpments. Latest data on the metamorphism and granitization of the substrate have been given. The conclusion has been drawn that the emplacement of the Earth crust during the transformation of the oceanic crust of the late Archean-early Proterozoic Ural-Mongolian Protoocean was extended in time.

Проблема происхождения и эволюции палеоокеанов в истории Земли за последние два десятилетия стала важнейшей в современной геологической науке. Она самым тесным образом связана с проблемой образования континентальной коры материков.

В современной структуре материков большие пространства занимают складчатые пояса разного возраста. Земная кора в них характеризуется гетерогенным строением, что обусловлено сонахождением океанической коры с блоками коры континентальной, сформировавшейся в неогее, а также с микроконтинентами — обломками древней Пангеи.

Возникновение складчатых поясов мезозоя на месте палеоокеанов было впервые обосновано А. В. Пейве [13]. Основанием для этого послужило большое сходство пород океанического дна современных океанов с офиолитовой ассоциацией мезозойских складчатых поясов. Позднее аналогичная офиолитовая ассоциация была установлена в палеозойских и рифейских складчатых поясах. Следствием этого явился логический вывод о том, что складчатые пояса возникали на месте палеоокеанов, а их первичная океаническая кора в разное время преобразована в континентальную. На этом новом теоретическом принципе в ГИН АН СССР была составлена Тектоническая карта Северной Евразии, отражающая стадийное формирование континентальной коры в складчатых поясах. Вместе с тем все дорифейские выступы показаны на ней как фрагменты древней континентальной коры — обломки платформы. Протоофиолитовая природа этих выступов по ряду причин оставалась проблематичной.

Это прежде всего связано с тем, что породы офиолитовой ассоциации оказались преобразованными в породы коры континентальной в результате процессов полиметаморфизма и гранитизации. Сциалиты офиолитов или свойственные им минеральные парагенезисы обычно распространены в полях мигматитов и ортогнейсов. Традиционно офиолиты принимаются за интрузии или протрузии и тем самым считаются более молодыми по отношению к вмещающим породам. По сути проблема существования протоокеанов в истории Земли сводится к установлению в дорифейских выступах офиолитовой ассоциации, аналогичной неогее. В этой связи первостепенное значение приобретает вопрос о первичном

соотношении офиолитов с вмещающими их породами. Решением этого вопроса автор многие годы занимался, изучая строение дорифейских выступов в Урало-Монгольском складчатом поясе.

Изучение строения дорифейских выступов в Казахстане, Тянь-Шане и в Монголии позволило установить двучленное строение их разрезов. Основание разрезов во всех изученных выступах докембрия слагают реликтовые тела ультрабазитов и габбро в сочетании с продуктами их преобразования: основными гранулитами с оливином, горнблендитом по пироксенитам, габбро-амфиболитами, основными гнейсами. Ортоамфиболиты, петрохимический состав которых близок к таковому океанических толеитов с повышенной щелочностью, часто наращивают ультрабазит-габброидный комплекс, что позволяет рассматривать всю совокупность меланократовых пород в качестве протоофиолитовой ассоциации или, что то же, древней коры океанического типа. Верхняя часть разрезов сложена орто- и парагнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами. Все породы дорифейских выступов метаморфизованы в амфиболитовой фации и подверглись сначала плаггиогранитизации, а затем собственно гранитизации. Выявленная формационная последовательность в разрезе дорифейских выступов оказывается тождественной последовательности палео- и современных океанов. Нижний член разреза соответствует основанию протоокеанической коры, верхний — осадочному чехлу.

Двучленное строение дорифейских выступов, видимо, отражает направленную эволюцию структуры земной коры, выраженную в осадконакоплении, в проявлении процессов метаморфизма и гранитообразования, что в конечном счете ведет к преобразованию пород океанической коры и возникновению новых породных ассоциаций, свойственных коре континентального типа. Строение разреза дорифейских выступов Урало-Монгольского складчатого пояса приведено в таблице. Поскольку по каждому из приведенных в таблице выступов опубликованы специальные статьи, ниже приводится краткая характеристика их разрезов, описываются строение и структурное положение протоофиолитов, а также соотношение последних с наложенной гранитизацией, время проявления которой позволяет косвенно судить об их возрасте, и следовательно, о возрасте океанической коры.

#### ЦЕНТРАЛЬНЫЙ И ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН

Дорифейские выступы в Казахстане изучались нами в хребтах Улутау и Большом Каратау.

Улутау. Докембрийские образования слагают здесь протяженную полосу долготного направления длиной 350 км и шириной 90 км. Внутреннюю структуру выступа составляют с запада на восток Майтюбинское поднятие, Карсакпайский рифтогенный прогиб, Улутавское поднятие. Здесь же расположен пояс протоофиолитов. Пояс прослеживается от гор Арганаты на севере к Эскулинским горам на расстоянии свыше 150 км, а по геофизическим данным дальше на юг до г. Джезказгана. Геологическое строение этого региона изучали многие геологи, принадлежащие разным поколениям. Большой вклад внесли Н. Г. Кассин, К. И. Сатпаев, Н. С. Шатский, Н. А. Штрейс, И. Ф. Трусова, М. С. Марков, Т. Г. Павлова, Л. И. Филатова и др.

Основание выступа Улутау слагают ортоамфиболиты (талайрыкская свита) бектурганской серии нижнего протерозоя [16]. С ними ассоциируют протоофиолиты. Выше залегает майтюбинская серия кварцитов, мраморов, кристаллических сланцев и порфиритоидов.

Разрез докембрия надстраивает деструктивная карсакпайская серия метаэффузивов. В основании серии присутствуют конгломераты с продуктами размыва двух нижних серий. Карсакпайский рифт косо сечет Майтюбинское и Улутавское поднятия. Завершает разрез коксуйская серия контрастных вулканитов, прорван-

Схема стадийного формирования континентальной коры в дорифейских выступах Урало-Монгольского складчатого пояса

Стадии формирования континентальной коры	Казахстан		Тянь-Шань			Монголия	
	Улугау	Каратау	Макбал	Актюз	Сарыджаз	Бумбугэр	Бутулин-Нуру
Орогенная	Аралбайская серия (R <sub>3</sub> ); калиевые граниты с возрастом 640 млн. лет	Перерыв	Перерыв	Перерыв	Свита Большого Нарына (R <sub>3</sub> ). Гранитоиды с возрастом 970, 880, 670 млн. лет	Перерыв	Зеленосланцевый чехольный комплекс (R <sub>1-2</sub> )
Переходная	Карсакапайская рифтогенная серия (R <sub>1-2</sub> ); граниты с возрастом 1100 млн. лет Майтубинская серия (PR <sub>1</sub> ); гранито-гнейсы с возрастом 1800 млн. лет	Бакырлинская, шованская, кайнарская свиты (R <sub>1-2</sub> ); калиевые граниты с возрастом 720 млн. лет	Кенкольская серия (R <sub>1-2</sub> ); гранитоиды с возрастом 1250, 1150, 1070 млн. лет	Куперлисайская свита (R <sub>1-2</sub> ); микроклинизация	—	Буридуингольская серия (R <sub>1-2</sub> ); граниты с возрастом 1200 млн. лет	—
Океаническая	Бектурганская серия (AR <sub>2</sub> —PR <sub>1</sub> ); мигматиты и плагиограниты	Карагузская свита (PR <sub>1</sub> ); микроклинизация с возрастом 1000 млн. лет Жунусатинская свита (PR <sub>1</sub> ); плагиогранитизация и микроклинизация	Киргизская серия (PR <sub>1</sub> ); возраст гранитизации 2150 млн. лет	Актюзская свита (PR <sub>1</sub> ); возраст плагиогранитизации 1850 млн. лет	Свита Куйлю (PR <sub>1</sub> ); меланогнейсы с возрастом 2570 млн. лет	Кварцито-карбонатный комплекс (PR <sub>1</sub> ); граниты с возрастом 1800 млн. лет Амфиболито-гнейсовый комплекс	Перерыв
Протоокеанический субстрат	Пироксен-амфибол-цоизитовые породы, горнblendиты, серпентиниты, антигоритовые сланцы	Ультрабазит-габбро-амфиболитовый комплекс (серпентиниты, пироксениты, горнblendиты, габбро-амфиболиты)	Антигоритовые, паргонитовые сланцы, эклогитоподобные породы, горнblendиты, габбро-амфиболиты	Серпентиниты, горнblendиты, габбро-амфиболиты, эклогитоподобные породы	Пироксениты, горнblendиты, габбро-амфиболиты	Теневые мигматиты по ультрабазитам и базитам Возраст плагиогранитизации 2650 млн. лет, 2437 млн. лет	Гранито-гнейсовый купола с возрастом меланогнейсового субстрата 2600 млн. лет Возраст массивов гранито-гнейсов 1800 млн. лет

ных калиевыми гранитами с возрастом 640 млн. лет (калий-аргоновый метод). Таков разрез докембрийского выступа Улутау.

Пояс протоофиолитов располагается вдоль восточного края Улутавского поднятия, ограниченного с востока Восточно-Улутавским глубинным надвигом. Он включает ряд офиолитовых массивов, наиболее крупные из которых Ешкеульмесский (100 км<sup>2</sup>) и Шайтантасский (60 км<sup>2</sup>).

Ешкеульмесский массив протоофиолитов расположен в центральной Улутау и целиком залегает среди дорифейских метаморфических толщ. Главная особенность массива, впервые отмеченная Н. П. Михайловым [14], — его зональное строение. Центральная часть сложена гарцбургитами и пироксенитами, преобразованными в антигоритовые сланцы и горнблендиты. В краевых частях распространены пироксен-амфибол-цоизитовые породы. Эти бывшие габброиды, плагиоклаз которых замещен цоизитом, вдоль западного края массива непосредственно надстраиваются тектонизированными ортоамфиболитами бектурганской серии. В 5 км к западу от контакта параллельно ему прослеживается аллохтонная пластина антигоритовых сланцев, залегающая на ортоамфиболитах. Таким образом, в этом массиве присутствуют все породы, характерные для офиолитовой ассоциации неогей.

Что же касается Шайтантасского массива, то он представлен классическим мономиктовым офиолитовым меланжем, надвинутым на ортоамфиболиты Эскулинского купола, т. е. опять на самые древние породы бектурганской серии.

В дорифейском разрезе Улутау принципиальное значение для понимания эволюции протоокеана имеют две особенности. Первая состоит в ассоциации протоофиолитов с ортоамфиболитами, петрохимический состав которых близок к таковому океанических толеитов [8, 11]. Вторая заключается в том, что и протоофиолиты и породы двух нижних серий испытали наложенную плагиогранитизацию (альбитизацию) и собственно гранитизацию (микроклинизацию). В результате альбитизации ультрабазиты частично превратились в антигорит-талк-альбитовые сланцы, а габбро — в цоизитовые разности с кислым плагиоклазом. Породы бектурганской серии, кроме метаморфизма в амфиболитовой фации, тоже подверглись альбитизации, выразившейся в образовании альбитовых порфиробластовых мелано- и лейкогнейсов до плагиогранито-гнейсов. Последние пространственно связаны с микроклиновыми гнейсами и гранито-гнейсами и нередко переходят одни в другие. Наиболее широко гранито-гнейсы представлены в майтюбинской серии, что свидетельствует о нарастании во времени собственно гранитизации, завершившейся внедрением гранитов жаункарского комплекса с возрастом 1800 млн. лет (калий-аргоновый метод).

Два этапа гранитизации, проявившиеся в породах глубокого докембрия Улутау, отражают время преобразования протоофиолитовой коры и начало формирования гранитно-метаморфического слоя. Этот процесс был прерван в начале рифея деструкцией возникшего гранитно-метаморфического слоя с образованием Карсакпайского рифтогенного прогиба. Зрелая континентальная кора в Улутау возникла в позднем рифее с внедрением субщелочных гранитов на рубеже 640 млн. лет (калий-аргоновый метод).

Таким образом, в Улутау отчетливо устанавливается парагенетическая связь протоофиолитов с ортоамфиболитами, а также раннепротерозойская гранитизация этих комплексов, что свидетельствует о протерозойском возрасте протоокеанической коры этого региона.

Большой Каратау является связующим звеном между Центральным Казахстаном и Тянь-Шанем. Оба региона расположены в западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. В центральной части Большого Каратау в зоне Главного Каратауского разлома расположен Бессазский блок высоко метаморфизованных пород. Внутренняя структура блока аномальна рифейским и палеозойским структурам хребта, что, вероятно, указывает на древнюю реликтовую природу Бессазского блока. Детальное картирование позволило выделить

здесь два генетически различных комплекса пород [9]. Пожалуй, ультрабазит-габбро-амфиболитовый комплекс возник в результате полиметаморфизма пород протоофиолитовой ассоциации. Второй, сланцево-амфиболитовый, содержит все признаки образования за счет метафорфизма вулканогенно-осадочной толщи. Контакты между ними тектонические, и решать вопрос об их первичных соотношениях и возрасте можно, лишь основываясь на последовательности проявления процессов метаморфизма и гранитизации.

Ультрабазит-габбро-амфиболитовый комплекс слагает большую часть Бессазского блока. В его составе кроме перидотитов, пироксенитов и габбро присутствуют продукты их преобразования сложного состава. Это пироксенцоизитовые и амфибол-цоизитовые, пироксен-плаггиоклазовые и амфибол-плаггиоклазовые породы, амфиболиты и габбро-амфиболиты, в том числе гранатовые. Для комплекса в целом характерно полосчатое строение — чередование полос меланократового состава с полосами плаггиогранитного состава. Вместе с тем в этом комплексе отсутствуют элементы стратификации и, напротив, наблюдаются взаимопереходы между меланократовыми разностями пород. Широко проявленные амфиболитизация и гранитизация обусловили изменение первичного ультрабазит-базитового субстрата.

Сланцево-амфиболитовый комплекс представлен стратифицированными вулканогенно-осадочными отложениями, метаморфизованными в амфиболитовой фации. В его составе выделяются две свиты — жунусатинская и карагузская. Жунусатинская свита сложена амфиболитами, роговообманковыми сланцами, меланогнейсами и слюдяными сланцами в верхах разреза. В свите широко проявлена мигматизация с множеством изометричных тел плаггиогранито-гнейсов. Породы собраны в складки северо-восточного простирания, совпадающие с простиранием метаморфической полосчатости в меланократовом субстрате, что подтверждает их структурное единство. В карагузской свите преобладают слюдяно-гранатовые сланцы. Амфиболовые сланцы менее распространены и находятся в низах свиты. Для сланцево-амфиболитового комплекса в целом характерна широко проявленная гранитизация, особенно интенсивная в породах карагузской свиты. Время ее проявления по радиологическим данным, полученным калий-аргоновым методом по биотиту, приходится на рубеж в 1000 млн. лет. Поскольку эта цифра указывает время наложенного метаморфизма, а не возраст свиты, можно предполагать, что нижележащая жунусатинская свита амфиболитов является более древней и непосредственно наращивала разрез протоокеанической коры.

#### ТЯНЬ-ШАНЬ

В этой складчатой области реликты бывшего протоокеана устанавливаются в дорифейских выступах Северного и Срединного Тянь-Шаня. Подобно выступам Казахстана, в их строении участвуют полиметаморфизованные и неоднократно гранитизированные протоофиолиты и вулканогенно-осадочные отложения. Наиболее полно изучены выступы к востоку от Фергано-Таласского разлома: в Кыргызском и Заилийском хребтах Северного и в Сарыджазском хребте Срединного Тянь-Шаня. Для этих выступов в последнее время получены новые радиологические данные по метаморфическим преобразованиям протоофиолитов [3].

В западной части Кыргызского хребта нами было выделено три блока [5]. Два из них, Караарчинский и Терекский, сложены вулканогенно-осадочной толщей рифейского возраста. В основании ненарушенных разрезов обнажаются офиолиты, метаморфизованные в зеленосланцевой фации совместно с перекрывающими отложениями.

Третий блок, Макбальский, сложен дорифейскими образованиями, метаморфизованными в амфиболитовой фации. Здесь в основании разреза обнажены горнблендиты, габбро-амфиболиты с телами эклогитов. Эти породы в виде «будин» находятся в глаукофан-парагонитовых сланцах и альбит-мусковитовых мигма-

тигах. Среди них важное значение для выяснения эволюции протофиолитов имеют эклогиты, содержащиеся в гранатовых амфиболитах. Многие исследователи принимали тела эклогитов за продукт эклогитовой магмы, а гранатовые амфиболиты — за диафориты по ним. Проведенное нами изучение взаимодействий гранатов с роговой обманкой из амфиболитов показало, что гранаты не являются реликтовыми из эклогитов, а новообразованными, поскольку они кородируют монокристаллы роговой обманки. Отсутствие в этой части разреза осадочных пород, а также химизм эклогитов, близкий к химизму габбро, позволяют сделать вывод, что эклогиты являются коровыми образованиями, возникшими метасоматическим путем. Их ассоциация с горнблендитами, габбро-амфиболитами и парагонитовыми сланцами позволяет сделать вывод, что все эти породы являются продуктами преобразования ультрабазитов и габброидов.

Этот комплекс пород обнажается в ядре антиформы в окружении гранитизированных ортоамфиболитов нельдинской свиты. Возраст гранитизации, определенный по цирконам уран-свинцовым методом, 2150 млн. лет [3]. Выше по разрезу нельдинская свита сменяется макбальской свитой кварцитов и мраморов, а последняя — каиндинской свитой слюдяно-гранатовых сланцев. Эти три свиты составляют киргизскую серию. На нее с базальными конгломератами налегает кенкольская серия осадочных пород со строматолитами среднего рифея. Серия прорвана аллохтонными гранитоидами, возраст которых 1250, 1150 и 1070 млн. лет (калий-аргоновый метод). Таким образом, согласно радиологическим данным, раннепротерозойский возраст преобразования меланократового субстрата представляется обоснованным. Тем самым возраст самих протофиолитов не может быть моложе раннего протерозоя.

Актюзский выступ раннего докембрия расположен в Заилийском Алатау к востоку от Макбальского выступа. Здесь в серии тектонических блоков обнажаются породы актюзской и куперлисайской свит. В актюзскую свиту объединены породы разного генезиса и возраста. Среди разнообразных мигматито-гнейсов содержатся скиалитовые тела горнблендитов, габбро-амфиболитов, гранатовых амфиболитов с эклогитами и ультрабазиты. Гранатовые амфиболиты с эклогитами перемежаются с горнблендитами и тальк-парагонитовыми сланцами. Присутствуют и тела серпентинитов. Метасоматическая плагиогранитизация этих пород выразилась в образовании роговообманково-биотит-плагиоклазовых гнейсов, плагиомигматито-гнейсов, гранатово-двуслюдяных гнейсов. Характерно полное отсутствие элементов стратификации свиты. Для гранитизированных metabазитов рубидий-стронциевым методом получены две цифры радиологического возраста. Первая из них — по цирконам из плагиогранито-гнейсов — составляет  $1850 \pm 50$  млн. лет. Радиологический возраст циркона из гранато-слюдяных гнейсов равен  $1230 \pm 50$  млн. лет. Из приведенных данных видно, что в Актюзском блоке на меланократовый фундамент неоднократно накладывались процессы метаморфизма, метасоматоза и гранитизации, что и обусловило сонахождение различных по возрасту, составу и условиям образования пород и их сложные соотношения. В отличие от Макбальского блока здесь эти процессы прошли в конце раннего протерозоя — начале рифея, хотя нельзя исключать и более раннее преобразование протофиолитов. Пока таких данных нет.

Примечательно, что, как и в других выступлениях глубокого докембрия, преобразованные протофиолиты находятся в окружении зонально метаморфизованной толщи основных эффузивов куперлисайской свиты. Она сложена амфиболитами, амфиболовыми и актинолит-эпидот-хлоритовыми сланцами и метадиабазами с горизонтами сургучных яшм в верхах разреза. На эти породы наложились те же процессы гранитизации, что и на породы актюзской свиты.

В Срединном Тянь-Шане в Сарыджазском хребте среди участков и зон фельдшпатизации и плагиомигматизации сохранилась толща амфиболитов, известная в литературе под названием свиты Куйлю. Эта свита слагает ядро Сарыджазского выступа. Среди амфиболитов встречаются небольшого размера скиалиты метаморфизованных ультрабазитов и габбро-амфиболитов. Реликтовые

тела пироксенитов присутствуют в горнблендитах. Процессы плагиогранитизации и гранитизации, наложившись на эти породы, привели к образованию мелано-, мезо- и лейкогнейсов. Радиологический возраст меланогнейсов по цирконам, полученный уран-свинцовым методом, равен  $2570 \pm 50$  млн. лет [3]. Это позволяет считать, что гранитно-метаморфический слой здесь начал формироваться с преобразования пород позднеархейской офиолитовой ассоциации.

Итак, из приведенных примеров строения дорифейских выступов в Тянь-Шане следует, что в раннем протерозое, а может быть, и в позднем архее здесь была развита кора океанического типа, которая в процессе метаморфизма и гранитизации была преобразована в гранитно-метаморфический слой континентальной коры.

Охарактеризованные выше дорифейские выступы Северного и Среднего Тянь-Шаня разобщены Сонкульско-Аштурукской зоной рифейского возраста, прослеживающейся в субширотном направлении через всю территорию Восточного Тянь-Шаня. Для нее установлен типичный разрез океанической коры. Ультрабазит-базитовое основание перекрыто metabазальтами, а выше следуют андезит-базальты и кремнисто-терригенная толща [7]. Генетическая природа этой зоны дискуссионна. Возможны два варианта решения проблемы: 1) зона является реликтом Урало-Монгольского протоокеана, 2) это новообразованная океаническая структура, возникшая в результате деструкции дорифейской континентальной коры. Поскольку эта проблема является общей для всего пояса, мы на ней остановимся ниже.

## МОНГОЛИЯ

Монголия расположена в центре Урало-Монгольского складчатого пояса. Эта территория интересна прежде всего тем, что в ее пределах расположены две крупные области, тектоническая природа которых резко различна. Первая область охватывает Западную Монголию, вторая — Северную.

В Западной Монголии развиты складчатые зоны субмеридионального простирания, составляющие латеральный ряд, с последовательным удревнением их возраста с запада на восток: Озерная — вендкембрийского, Ургамальская — рифейского и Хунгуйская — позднеархейско-раннепротерозойского возраста. Основание разрезов этих зон составляет меланократовый комплекс пород с реликтами в разной степени преобразованных офиолитов. В этой части разреза породы связаны взаимопереходами. Верхняя часть разрезов представлена уже стратифицированными образованиями с разной степенью метаморфизма пород в зависимости от возраста складчатой зоны. Строение этих зон подробно охарактеризовано нами в статье [6]. Ниже с учетом новых данных анализируется строение Хунгуйской зоны с целью привести аргументы в пользу протоокеанической природы этой зоны.

Хунгуйская зона расположена к востоку от Ургамальской и прослеживается до Хангайского нагорья, достигая ширины свыше 500 км. В этой обширной области выступы докембрия разобщены полями гранитоидов и характеризуются разным уровнем эрозионного среза.

Породы протоофиолитовой ассоциации устанавливаются по скиалитам ультрабазитов и базитов или по свойственным им минеральным парагенезисам оливина, ромбического пироксена и хромшпинелида. Там, где эти породы менее преобразованы, обнаружены гарцбургиты, пироксениты, горнблендиты по пироксенитам, габбро-амфиболиты, эклогитоподобные породы. Этот комплекс пород в различном их сочетании обнажается в ядрах антиформ или в основании тектонически выдвинутых блоков.

В ряде мест амфиболиты непосредственно наращивают нижнюю часть разреза. Такие соотношения установлены в хр. Дариби, в междуречье Дзобхан — Хунгуй-Гол, в Сонгинском выступе, у оз. Хара-Нур, что позволяет рассматривать всю совокупность меланократовых пород в качестве протоофиолитовой ассоциации.

Такие ненарушенные разрезы протоофиолитов сохраняются редко. Наиболее обычны тела этих пород среди полей мигматитов и плагиогранитов или включений типа «будин» размером от первых метров и менее. В них также удается установить по минеральному составу фрагменты протоофиолитов.

Широкое распространение протоокеанической коры в этой зоне подтверждает и строение Бумбугэрского выступа. По р. Байдарагин-Гол в тектоническом блоке обнажена толща темных мигматитов (рис. 1). Минералогическое и петрохимическое изучение меланосомы в мигматитах позволило установить скиалиты и минеральные парагенезисы ультрабазитов и базитов и продукты их преобразования (рис. 2). Характерно полосовое распространение на площади скиалитов этих пород. Полоса скиалитов ультрабазитов по латерали сменяется полосой скиалитов габброидов, а развитая в них полосчатость падает в сторону амфиболитов, кварцитов и мраморов, что позволяет рассматривать весь этот комплекс пород как единый разрез.

Эту типичную толщу темных мигматитов некоторые авторы [4] считают серыми гнейсами, которые, по их мнению, представляют интрузию тоналитового состава. Приведенный выше состав меланосомы противоречит выводу как о тоналитовой природе так называемых «серых гнейсов», так и их внедрении в окружающие породы. В Бумбугэрском выступе, как и в других таких выступах зоны, не удастся обнаружить породы рамы, в которые могли интродуцировать тоналиты. Напротив, всюду эти меланопороды испытали совместно со стратифицированными отложениями метаморфизм амфиболитовой фации и два этапа гранитизации, кроме внедрения более поздних массивов гранитоидов. Радиологический возраст гранитизации протоофиолитов, установленный уран-свинцовым методом по цирконам, равен  $2650 \pm 30$  млн. лет [4]. Нами была повторно отобрана проба из плагиогранитизированных ультрабазитов и базитов (см. рис. 1). Возраст наложенной плагиогранитизации, определенный уран-свинцовым методом в лаборатории ГЕОХИ Е. В. Бибиковой, равен  $2,437 \pm 35$  млн. лет. Протоофиолитовая ассоциация в этом блоке прорвана дайками габбро-диабазов, которые не затронуты плагиогранитизацией, но испытали микроклинизацию, что указывает на временной разрыв между ультрабазит-базитами, дайками и двумя этапами гранитизации меланократового субстрата. Радиологический возраст дайки, полученный термоизохронным методом по цирконам в лаборатории Геологического института АН КиргССР, равен 2250 млн. лет.

Таким образом, анализ строения докембрийского разреза в Хунгуйской зоне, присутствие в его основании самых древних в Монголии офиолитов позволяет сделать вывод о протоокеанической природе Хунгуйской зоны.

Северная Монголия расположена к северу от Ханхухэйского разлома. Строение ее крайне неоднородно. Наряду с выступами глубокого докембрия, перекрытыми чехольным комплексом раннего рифея, распространены рифтогенные структуры позднего рифея и раннего кембрия.

Наиболее крупный выступ раннего докембрия расположен в хр. Бутулин-Нуру в восточной части Северной Монголии. В современной структуре это тектонический блок метаморфических пород, ограниченный с севера и юга узкими шовными прогибами, заполненными пермскими отложениями. Структура выступа характеризуется множеством гранито-гнейсовых куполов, разделенных узкими межкупольными перемычками. В ядрах куполов обычно располагаются массивы гранито-гнейсов. Межкупольные перемычки сложены разнообразными гнейсами и мигматитами. Наибольший размер куполов составляет несколько десятков километров в поперечнике. Нередко большой купол распадается на серию мелких куполов (рис. 3).

В строении куполов участвуют две метаморфические толщи. Нижняя сложена разнообразными гнейсами, мигматитами и пегматитами. Разрез толщи полно представлен в межкупольных перемычках. Выделяются амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы. Среди амфиболовых гнейсов, распространенных в низах разреза, присутствуют крупнокристаллические роговообманковые раз-



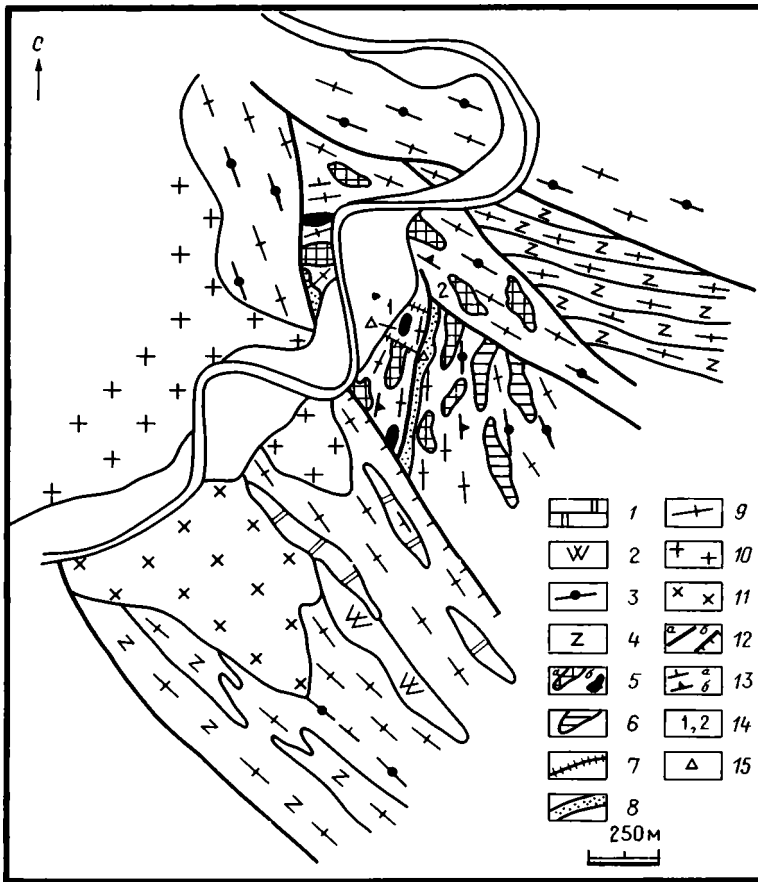


Рис. 1. Структурно-геологическая схема участка р. Байдарагин-Гол 1 — мраморы; 2 — кварциты; 3 — плагио- и микроклиновые гнейсы; 4 — амфиболиты; 5 — меланократовый субстрат с реликтами ультраосновных и основных пород: а — гарцбургита ( $Ol+Opx+Sp+Mt+Pl_{30}$ ); б — дунита ( $Sp+Tr+Ta+Akt$ ); 6 — габбро ( $Opx+Cpx+Pl_{25}+Amf$ ); 7 — дайки габбро-диабазов; 8 — листвениты и офикальциты; 9 — проявления плагиогранитизации и гранитизации; 10 — граниты; 11 — габбро-диориты и диориты; 12 — разломы: а — сбросы, б — взбросы; 13 — элементы залегания: а — падение слоистости, б — падение полосчатости, 14 — местоположение зарисовок на рис. 2; 15 — места отбора проб на абсолютный возраст

ности. Возможно, это метаморфизованные тела габброидов. Толща неравномерно мигматизирована плагиомигматитами и инъецирована плагиогранитами. Количество мигматитов существенно убывает вверх по разрезу. Меняется их состав и форма. Послойные мигматиты, развитые в низах разреза, сменяются теньвыми мигматитами, инъецированными плагиогранитами вверх. Состав пород устанавливается по минеральным парагенезисам, поскольку они практически не сохранили первичных признаков. Так, присутствие в субстрате теньвых мигматитов роговой обманки и пироксена наряду со ставролитом и дистеном позволяет предполагать, что первоначально это была толща переслаивания основных эффузивов с телами габброидов и терригенных пород. Метаморфизм толщи соответствует амфиболитовой фации. Суммарная мощность ориентировочно 3000 м.

Верхняя толща залегает на нижней с базальными конгломератами в основании. Низы ее разреза вскрыты у слияния р. Эгийн-Гол с р. Селенгой по руч. Бэлсэг. Здесь нами установлены конгломераты, содержащие гальку всех пород нижней толщи, а также гранито-гнейсов. Цемент конгломератов полностью перекристаллизован в амфиболовые и кордиерит-дистеновые сланцы. Выше конгломератов залегают эпидот-амфиболовые, биотит-полевошпатовые сланцы, метатUFFиты и туфы. Заканчивается разрез кремнистыми, хлорит-серицитовыми

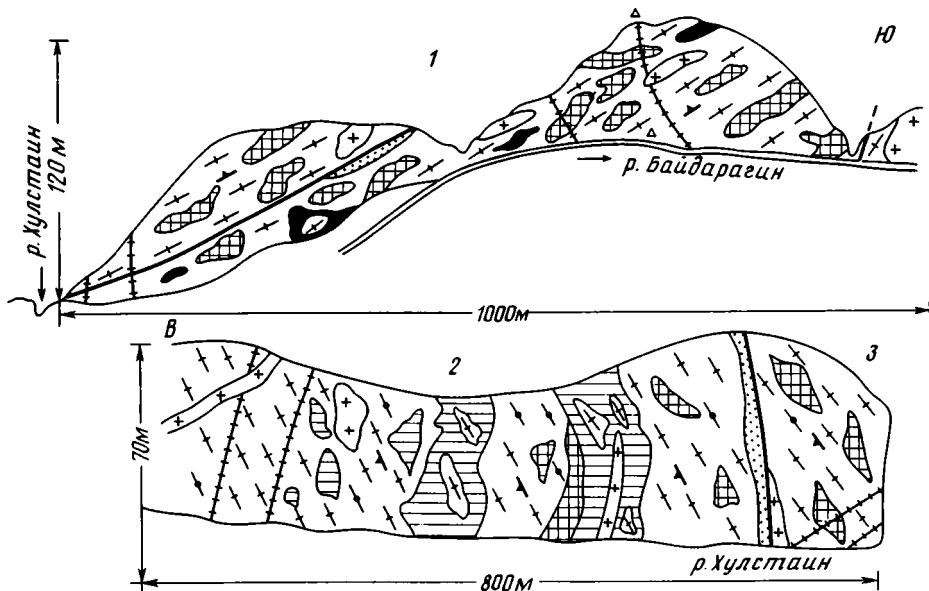


Рис. 2. Схемы строения тневых мигматитов по р. Байдарагин-Гол (1) и по р. Хулстайн (2)  
Условные обозначения см. на рис. 1

сланцами, метаалевролитами и альбит-серицитовыми сланцами по кислым эффузивам, сохранившим флюидальную текстуру. Первичный вулканогенно-терригенный состав толщи устанавливается по псаммитовой и пелитовой структурам пород, а также по минеральному парагенезису кварца, альбита и хлорита. Вероятный возраст толщи ранний — средний рифей. Ориентировочная мощность ~2500 м.

Гранито-гнейсовые купола образовались в результате проявления двух этапов гранитизации. Первый этап был связан с метаморфизмом нижней толщи и протекал, вероятно, под воздействием мантийных гранитизирующих флюидов. Процесс гранитизации завершился внедрением массивов анатектических гранитов. Примером таких массивов служит Сундульский массив. Радиологический возраст первой гранитизации, установленный уран-свинцовым методом по цирконам из амфиболового гнейса, равен 2600 млн. лет. Возраст гранито-гнейсов Сундульского массива, установленный тем же методом, — 1800 млн. лет [4].

Второй этап гранитизации имел место после перерыва и размыва нижней толщи и был связан с реоморфизмом уже гранитизированного субстрата этой толщи, т. е. протекал в коровых условиях.

Аналогичные гранито-гнейсовые купола установлены нами в западной части Северной Монголии на стыке с Сангиленом. Пространство, разделяющее эти две области, сложено отложениями верхнего рифея и венда — кембрия. Среди формаций позднего рифея выделяются две: терригенная аркозовая и бимодальная вулканогенная. Они заполняют разные типы структур. Вулканогенная формация свойственна континентальным рифтам [2], аркозовая в сочетании с формацией кремнистых и глинистых сланцев — внутриконтинентальным осадочным бассейнам. Карбонатная формация венда — кембрия перекрывает все типы структур: от гнейсо-купольных глубокого докембрия до рифтогенных позднего рифея.

Таким образом, дорифейские выступы Западной и Северной Монголии имеют разную тектоническую природу. В Западной Монголии выступы с дорифейской континентальной корой являются новообразованными, сформировавшимися после раскрытия Урало-Монгольского протоокеана. Выступы Северной Монголии при-

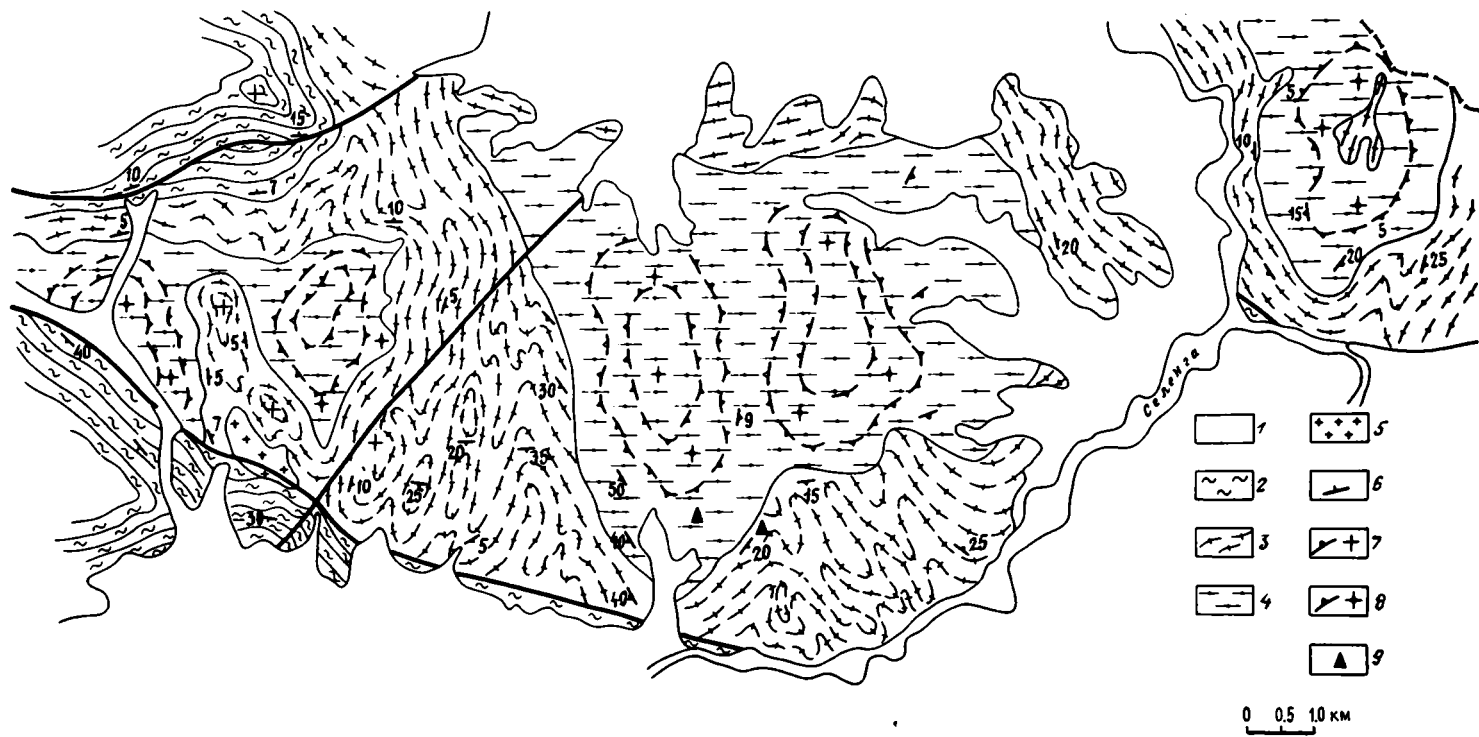


Рис. 3. Схема строения гранито-гнейсовых куполов на левобережье р. Селенги  
 1 — четвертичные отложения; 2 — метапесчаники, эпидот-амфиболовые, актинолитовые и другие сланцы (верхняя толща,  $R_{1,2}$ ); 3 — гнейсы, мигматиты, плагиограниты (нижняя толща,  $AR_2-PR_1$ ); 4 — биотитовые гранито-гнейсы,  $PR_1$ ; 5 — граниты,  $PZ_1$ ; 6—8 — элементы залегания (падение: 6 — слоистости, 7 — гнейсовидности, 8 — кристаллизационной сланцеватости); 9 — места отбора проб на абсолютный возраст

надлежат обломкам (микроконтинентам) древней Пангеи с типичными для платформ чехольными комплексами. Обломки Пангеи сохранились в Саянах — Гарганская и Канская глыбы.

Реликты протофиолитовой коры установлены и в других частях Урало-Монгольского складчатого пояса. Так, на Урале скиалиты ультрабазитов и базитов присутствуют среди ортогнейсов таракташского комплекса [12]. Скиалиты аналогичного состава давно известны в Восточном Саяне в шарыжалгайской серии. Возраст вмещающих офиолиты пород не моложе раннего протерозоя.

#### ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Приведенное выше краткое описание строения дорифейских выступов Урало-Монгольского складчатого пояса позволяет сделать вывод о его протоокеанической природе. Какие же неоспоримые данные позволяют сделать такой вывод? Прежде всего вопреки широко распространенному мнению установлено, что основание разрезом выступов сложено не сиалическими гнейсовыми комплексами, а в разной степени преобразованными в процессе метаморфизма и гранитизации ультрабазитами и базитами (протоофиолитами). Столь же важным является постоянная ассоциация протоофиолитов с ортоамфиболитами, петрохимический состав которых близок к составу толеитовых базальтов. В совокупности оба комплекса составляют протоофиолитовую ассоциацию, которая тождественна офиолитовой ассоциации складчатых поясов неогей и отличается от последней прежде всего большой древностью и высокой степенью преобразования исходных пород. Наконец, в складчатых сооружениях любого возраста офиолитовая ассоциация оказывается самой древней по сравнению с перекрывающими породами. Применительно к протоофиолитам это доказывается временем проявления процессов гранитообразования. Эти данные сведены в таблице. На современном уровне радиологических определений возраста процессов метаморфизма и гранитообразования возраст первой гранитизации (а это плагитогранитизация) офиолитов позволяет лишь приблизиться к установлению истинного их возраста. Решение этого вопроса прямо смыкается с проблемой появления в истории Земли первичных и вторичных океанов.

По данным Е. В. Бибиковой с соавторами [1], комплекс древнейших пород Новопавловского участка Украинского щита представлен метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фации ультрабазитами, сохранившимися в виде останцов и ксенолитов среди ортогнейсов тоналитового состава. Самарий-неодимовый возраст тоналитовых гнейсов равен  $3,6 \pm 0,03$  млрд. лет. Минеральные изохроны устанавливают время гранитизации в  $2,5-2,7$  млрд. лет. Отсюда возраст пород океанского дна не может быть моложе среднего архея. Следовательно, нельзя исключить, что эта океаническая кора принадлежала архейскому океану — древней Прапацифике. О вероятном ее существовании высказал предположение В. Е. Хаин [17]. Вместе с тем в Северо-Восточной Финляндии в районе Йорума недавно описан [18] полный разрез офиолитовой ассоциации с возрастом в  $1,960 \pm 12$  млн. лет. Временной разрыв возраста пород океанского дна этих регионов составляет 1600 млн. лет, а сравнительно с Тянь-Шанем и Монголией — свыше 2 млрд. лет. В этой связи логично допущение, что фрагмент протоокеана в Финляндии и Урало-Монгольский протоокеан являются частями Прапацифики, сохранившимися до раннего протерозоя. Здесь напрашивается аналогия с современным Тихим океаном. Данных о его раскрытии позднее рубежа в 2 млрд. лет пока нет. Остается загадкой, а что же происходило на его территории на протяжении 2 млрд. лет, если только в мезозое по западной его периферии началось становление континентальной коры с последовательным омоложением ее возраста к центру океана. В этой связи Ю. М. Пушаровский [15] высказал предположение о наращивании базальтового слоя океанской коры.

Альтернативой реликтовой природе Урало-Монгольского протоокеана как части Пропацифики можно допускать его образование в результате распада Пангеи. Так считают многие исследователи. Такая точка зрения находит подтверждение в его расположении между древними кратонами и присутствии их обломков (микроконтинентов) внутри океана. Если это так, то время образования кратонов или их частей следует связывать с раннеархейским этапом развития Земли, т. е. с существованием эпиархейской Пангеи [17]. Только так можно снять противоречие между раннепротерозойским возрастом океанской коры Урало-Монгольского протоокеана.

Каково бы ни было происхождение этого океана, теперь доказано время начала преобразования пород океанской коры в континентальную в интервале поздний архей — ранний протерозой. Опираясь на радиологические определения возраста первой гранитизации офиолитов, можно сделать вывод о одновременности процессов континентализации океанской коры. Вероятно, могли длительное время существовать участки океана, не затронутые этими процессами, как в современном Тихом океане. Важную роль в процессах корообразования в позднем архее и раннем протерозое играли, вероятно, мантийные гранитизирующие флюиды, обогащенные щелочами вследствие дегазации глубинных зон Земли. В результате к началу рифея на большей части Урало-Монгольского складчатого пояса была сформирована зрелая континентальная кора. Только в отдельных частях его сохранились пространства с океанической корой. Так, в Сонкульско-Аштурукской зоне Тянь-Шаня и в Ургамальской зоне Монголии достоверно установлены фрагменты разрезов океанической коры ранне-среднерифейского возраста [6—8]. Отсутствие в этих линейных зонах грабенных фаций не позволяет относить их к континентальным рифтам.

Фрагменты океанической коры в совокупности с разрезами островных дуг и окраинных морей венд-кембрийского возраста широко представлены в разных частях Урало-Монгольского складчатого пояса. Опираясь на эти данные, А. А. Моссаковский с соавторами [10] пришли к выводу о существовании здесь венд-кембрийского Урало-Казахстанского палеоокеана (Палеопацифики). Авторы не высказывают свою точку зрения на происхождение Палеопацифики. Наследует ли она Пропацифику или является новообразованной? Имеется много данных, позволяющих считать Казахстано-Сибирский палеоокеан в основе своей унаследованным от протоокеана. По его восточной и южной окраинам в рифее и венде — кембрии происходило наращивание континентальной коры за счет аккреции главным образом островных дуг.

Суммируя все изложенное, можно прийти к выводу о направленном процессе становления континентальной коры в Урало-Монгольском протоокеане, начиная с позднего архея. Вместе с тем решение вопроса о возрасте океанской коры в разных по возрасту складчатых зонах требует радиологического датирования офиолитов. Это позволит разработать тектоническую и вещественную модели формирования континентальной коры и в итоге выявить закономерности размещения месторождений полезных ископаемых в зависимости от состава коры и степени ее зрелости.

#### Список литературы

1. Библикова Е. В., Баадсгард Х., Бойко В. Л. Самарий-неодимовый возраст древнейших метаморфических пород Украинского щита и Омолонского массива // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1985. С. 16—17.
2. Ильин А. В. Геологическое развитие Южной Сибири и Северной Монголии в позднем докембрии — кембрии. М.: Наука, 1982. С. 114.
3. Киселев В. В., Халилов В. А., Апаyarов Ф. Х. и др. Геохронологические рубежи докембрийской истории палеозойд Тянь-Шаня и Казахстана. Фрунзе: Илим, 1989. С. 23—25.
4. Козаков И. К. Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойд Монголии. Л.: Наука, 1986. С. 144.
5. Макарычев Г. И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука. 1978. С. 196.

6. Макарычев Г. И. Докембрийская континентальная кора Западной Монголии и проблема ее деструкции//Геотектоника. 1988. № 6. С. 63—75.
7. Макарычев Г. И., Гесь М. Д. Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня//Геотектоника. 1984. № 4. С. 57—73.
8. Макарычев Г. И., Гесь М. Д., Пазилова В. И. Докембрийские офиолиты Улутау в свете стадийного развития земной коры//Геотектоника. 1983. № 4. С. 60—74.
9. Макарычев Г. И., Пазилова В. И. Строение фундамента и ранние стадии развития геосинклинали Каратау (Южный Казахстан)//Геотектоника. 1973. № 6. С. 75—86.
10. Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Фрагменты Палеопацифики в центре Евразийского континента//Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 30—46.
11. Павлова Т. Г. Вулканизм и тектоническое положение докембрийских зон деструкции Центрального Казахстана//Геотектоника. 1979. № 6. С. 58—70.
12. Панков Ю. Д. История формирования минеральных парагенезов Тараташского мигматитового комплекса//Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Урал. политехн. ин-т, 1979. Вып. 7. С. 47—64.
13. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.
14. Петрография Центрального Казахстана. Т. II. М.: Недра, 1971. 359 с.
15. Пуцаровский Ю. М. Судьбы учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма//Геотектоника. 1987. № 2. С. 3—13.
16. Филатова Л. И. Докембрий Улутау. М.: Изд-во МГУ, 1962. 323 с.
17. Хаин В. Е. Аккреция и деструкция в истории и эволюции континентов//Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 5—14.
18. Kontinen A. An Early Proterozoic Ophiolites — the Jormua Mafic-ultramafic complex, Northeastern Finland//Precamb. Res. 1987. V. 35. P. 313—341.

Геологический институт РАН,  
Москва, 109017

Поступила в редакцию  
25.II.1991

УДК 551.24(047)

## ХРОНИКА

В. М. ЦЕЙСЛЕР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ДЛЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ  
И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

12—14 ноября 1990 г. в конференц-зале Геологического института РАН проходило совещание «Геологические формации для палеотектонических и палеогеодинамических реконструкций», организованное секцией геологических формаций Межведомственного тектонического комитета при ОГГГ ГН РАН. В работе совещания участвовали более 100 сотрудников научно-исследовательских академических, ведомственных, производственных организаций и преподавателей высших учебных заведений Москвы, С.-Петербурга, Ташкента, Ашхабада, Минска, Красноярска, Уфы, Сыктывкара, Симферополя и других городов.

Во вступительном слове председатель тектонического комитета акад. Р. Г. Гарецкий отметил важное значение формационного метода в тектонических исследованиях и большой вклад советских ученых в развитие этого направления.

В. М. Цейслер в докладе «Палеотектонический анализ геологических формаций» охарактеризовал главные изменения в методических подходах к геологическим формациям, произошедшие в последнее время, подчеркнул роль программы геодинамического картирования для развития формационного анализа. Поскольку при анализе вертикальных и латеральных рядов формаций тектоническая интерпретация формаций многовариантна, для избежания возможных ошибок необходимо в качестве объекта исследований использовать вещественную категорию рангом выше, чем интересующий объект, изучая его взаимосвязи.

Т. Н. Хераскова в докладе «Формационный анализ при геодинамических реконструкциях» рассмотрела основные положения тектонического анализа геологических формаций с позиций мобилизма. Она подчеркнула необходимость сочетания парагенетического и генетического подходов при формационном анализе.

В. Т. Фролов в докладе «Формации и палеотектонические режимы» показал, что наборы формаций областей активного режима (геосинклинали, рифтовые зоны, пассивные и активные окраины, зоны посторогенной активизации) очень сходны по вещественному составу, форме тел, строению и противопоставляются наборам формаций областей пассивного тектонического режима (платформам и океаническим котловинам). Также по наборам формаций в их вертикальной последовательности выражены деструктивный и конструктивный стили развития регионов.

М. С. Нагибина в докладе «Магматические формации и палеогеодинамические реконструкции» привела данные о том, что при однотипных геодинамических условиях формирования магматических очагов состав магматических формаций может быть разнообразным в связи с латеральной неоднородностью коры и мантии материков и океанов. Докладчик полагает ограниченными возможности применения метода актуализма для диагностики палеогеодинамических и палеомагматических реконструкций прошлого Земли.

В. И. Драгунов от имени коллектива (В. И. Драгунов, Б. А. Ермолаев, А. И. Коротков, Н. С. Малич, К. В. Митрофанова, В. Е. Попов, В. А. Унсов) сделал сообщение на тему «Структурно-формационные аспекты геодинамической карты СССР масштаба 1 : 5 000 000» с демонстрацией легенды и опытных макетов

карты на различные регионы. В легенде карты отражены типы формационных рядов в зависимости от степени их дислоцированности, классификация по обстановкам образования.

Р. Е. Айзберг (докладчик), Р. Г. Гарецкий, И. В. Климович выступили с сообщением на тему «Среднемасштабные структурно-формационные и палеогеодинамические карты платформенных областей» и продемонстрировали структурно-формационную и палеогеодинамическую карты Белоруссии масштабов 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000. Основа легенды структурно-формационной карты — матричная модель платформенного чехла с обозначением групп формаций, их принадлежности к формационным рядам, стадиям тектонического развития платформенного бассейна. На палеогеодинамических картах части формационного ряда, соответствующие этапам трансгрессий и регрессий, коррелируются с процессами спрединга на границах плит.

К. Б. Сеславинский в докладе «Флишевые, молассовые и подводно-вулканические формации — индикаторы палеотектонических обстановок в палеозойских подвижных поясах» на основе анализа соотношения относительной роли указанных групп формаций в разрезах палеозоя в основных подвижных поясах мира пришел к выводу о том, что наибольшая расчлененность рельефа на материках была в перми, во второй половине девона и в среднем ордовике. Приблизительная равная роль флишевых формаций в течение фанерозоя свидетельствует о стабильности общей протяженности континентальных склонов, об отсутствии эпох океанизации и кратонизации.

В. И. Попов, В. Ю. Запрометов в сообщении «Динамофациальный анализ формаций — ключ к познанию конседиментационной тектоники» показали, что динамические фации наиболее определенно позволяют выявить конседиментационные структуры и предложили провести совещание по динамофациальному анализу.

Е. А. Константиновская в докладе «Верхнемеловые — раннепалеоценовые формации восточных хребтов Камчатки и их значение для палеотектонических построений» показала, что выделенные и охарактеризованные ею мел-палеогеновые формации составляют аккреционный комплекс, в котором совмещены образования вулканических построек, их склонов и подножий и фрагментов коры океанического типа, свидетельствуя тем самым о сложной эволюции этой области.

В. С. Милеев от имени коллектива (В. С. Милеев, Л. Е. Вишневский, А. М. Никитин, С. Б. Розанов) в докладе «Формации аккреционной призмы Горного Крыма» по результатам изучения Качинского поднятия Юго-Западного Крыма высказал мнение о том, что домеловой комплекс в Горном Крыму образован серией тектонических чешуй, прорванных интрузивами и подвергшихся в дальнейшем расщеплению и дезинтеграции.

Т. И. Добровольская и Г. Б. Сальман в докладе «Формационный анализ палеогеодинамического развития Горного Крыма» осветили последовательное преобразование участка древнего континентального обрамления океана Тетис в горно-складчатое сооружение на протяжении поздне триасово-раннеюрского, среднеюрского, позднеюрско-раннемелового, поздне мелового, палеогенового, неоген-четвертичного этапов.

Р. М. Юркова выступила с сообщением «Породные и минеральные ассоциации структурно-формационных комплексов предостроводужных зон Камчатки», в котором рассмотрела изменение вещественного состава предостроводужных комплексов в зависимости от стадийности развития энсиалических и энсиматических островных дуг.

Р. Г. Гарецкий и Г. В. Зиновенко в докладе «Формации запада Восточно-Европейской платформы как индикаторы палеотектонических условий осадконакопления» детально охарактеризовали преобразования структурного плана западной окраины платформы в ходе ранне- и позднебайкальского, каледонского, герцинского, киммерийско-альпийского этапов на основании анализа веществен-



ного состава, мощностей, степени дислоцированности соответствующих комплексов.

В докладе И. К. Королюк, Е. Л. Меламуд, И. А. Щекотовой «Структурно-формационные особенности и палеотектоника верхнепалеозойских отложений Оренбургско-Актюбинского Приуралья» основное внимание было уделено положению Примугодзарской банко-рифтовой формации окско-башкирского возраста, ее структурному контролю и оценке перспектив нефтегазоносности.

Коллективное сообщение А. О. Андруховича, С. К. Должанского, И. Ю. Жарова, А. В. Турова, В. М. Цейслера «Типы карбонатных формаций мезозоя — палеогена Крыма и юга Туранской плиты и их палеотектоническая характеристика» было посвящено обоснованию разделения на формационные типы известняковых толщ — исходя из преобладающих в их составе пород (обломочные, биогенные, биогенно-хемогенные), и биогенных — исходя из групп породообразующих организмов (нуммулитовые, мшанковые, кокколитофоридовые и проч.), а также на основе слоистости и ритмичности. Ритмичность, морфология тел, изменения в наборах пород и проч. позволяют воссоздать палеотектоническую обстановку.

В. В. Юдин в докладе «Орогенные формации в палеогеодинамической модели севера Урала» изложил представление о том, что орогенные формации на Урале последовательно омолаживаются с позднего девона на востоке до триаса на западе, отражая длительную (170 млн. лет) миграцию фронта тектонических деформаций. Их формирование происходило за счет размыва аккреционной призмы, сложенной осадками Уральского палеоокеана. Современный аналог такой зоны — северо-восточная граница Индоавстралийской и Евразийской плит.

В. Н. Шванов в докладе «О содержании понятий „парагенез" и „порода" при структурно-вещественном анализе геологических формаций» подчеркнул, что понятие «парагенез» при определении формации должно меняться по смыслу по мере изучения формации — от простого сонахождения к синхронности возникновения и далее — к общности происхождения. В качестве базовой систематики пород в формациологии должна быть принята структурно-вещественная и применяться элементарная единица типа «кварцевый мелкозернистый песчаник», «радиоляритовый силицит» и т. п.

Ф. И. Хатянов в докладе «Основы формационного расчленения осадочного чехла по данным частотно-зависимых сейсмических методов для палеогеодинамических реконструкций» показал, что объектом исследований низкочастотной сейсморазведки являются крупные формационные системы, объектами среднечастотной сейсморазведки — формационные комплексы и формации, сейсморазведки повышенного разрешения — субформации. Рангам формационных подразделений соответствуют разные структуры, выделяющиеся на профилях.

Ю. К. Бурлин в докладе «Формационный контроль нефтегазоносности» по наборам формационных комплексов выделил несколько типов нефтегазоносных поясов (пассивных и активных окраин и межконтинентальные коллизионно-складчатые) с различными типами нефтегазоносных формаций.

В прениях выступали В. И. Попов, А. Е. Михайлов, В. В. Юдин, И. К. Королюк, Д. И. Горжевский, Н. С. Зайцев, В. И. Драгунов, З. М. Юркова, В. Н. Шванов, В. М. Цейслер. Выступавшие дали положительную оценку организации и проведения совещания, отметили необходимость проведения совещаний для обмена опытом и демонстрации достигнутых различными коллективами результатов. Н. С. Зайцев выразил озабоченность по поводу малого числа молодых геологов, принявших участие в работе совещания. Д. И. Горжевский подчеркнул необходимость разработки иерархии формационных категорий, сопоставимых с рангами минерагенических объектов. У участников совещания вызвал неудовлетворенность тот факт, что ряд докладчиков, заявивших свои сообщения, опубликованные в тезисах докладов (см. Тезисы докладов... М., 1990), не прибыли на совещание.

Участники совещания, обсудив современные проблемы палеотектонического и геодинамического анализов геологических формаций, приняли решение,

в котором обращают внимание на необходимость первоочередного развития учения о формациях в следующих аспектах:

1. Совершенствование иерархии, систематики геологических формаций, их различных классификаций, терминологии, номенклатуры.

2. Исследование системных связей формационных тел и их изучение как стратиграфических, тектонических и минерагенических объектов.

Участники совещания полагают необходимым:

1. Активизировать деятельность комиссий Секции геологических формаций и поручают им в течение 1991—1992 гг. подготовить проекты временных рекомендаций по отдельным аспектам формациологии.

2. Провести семинары по отдельным группам вопросов формациологии в городах С.-Петербурге, Ташкенте, Минске, Симферополе и др.

3. Развивать преподавание учения о геологических формациях в вузах страны.

4. Очередное совещание посвятить проблеме формационного анализа осадочных бассейнов и петрографических провинций.

Поступила в редакцию  
25.II.1991

Технический редактор *Л. В. Кожина*

---

Сдано в набор 11.11.91 Подписано к печати 11.02.92 Формат бумаги 70x100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
Офсетная печать Усл. печ. л. 10,4 Усл. кр.-отт. 10,7 тыс. уч.-изд. л. 12,5 Бум. л. 4,0  
Тираж 1010 экз. Зак. 2140. Цена 2 р. 10 к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»  
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция журнала просит соблюдать следующие правила представления статей в журнал «Геотектоника».

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.

2. Объем статей не должен превышать 30 страниц и кратких сообщений — 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.

3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.

4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

5. Требования к тексту рукописи.

а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя слева чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.

б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.

в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху; делать четкое различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

д). Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

6. Требования к рисункам.

а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления издательских оригиналов рисунков.

б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.

в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.

г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах — географические координаты. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.

д). Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.

е). Максимальный размер рисунков в журнале 13x21 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.

ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.

з). Список подрисунковых подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи. В тексте обязательны ссылки на все рисунки.

7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.

8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

**Авакян К. Х. ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ЦЕНТРАЛЬНОКОЛЬСКОЙ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОЙ ОБЛАСТИ АРХЕЯ.** (ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. ВЫП. 471). 1992. 10 л. 2 р.

В книге рассмотрены геологическое строение, петрология, геохимия, минералогия и изотопное датирование гранулитов центральной части Кольского полуострова. Восстановлена последовательность геологических процессов. Показано, что все структурно-вещественные преобразования Центральнокольского комплекса происходили в позднеархейский тектоно-метаморфический этап. Процессы аллохимического метаморфизма и метасоматизма наиболее интенсивно проявились в зонах пластических сдвигов.

Книга рассчитана на геологов, петрологов, геохимиков, специалистов по докембрию.

**МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ ТУВЫ.** 1992. 13 л. 2 р. 60 к.

В сборнике рассматриваются вопросы металлогении, магматизма, метаморфизма различных рудных районов Тувы. Особое внимание уделено решению вопросов эволюции эндогенных рудообразующих систем полиметаллических, медно-молибденовых и арсенидо-никель-кобальтовых месторождений. Обсуждаются методические вопросы исследования свойств минерального сырья и композиционных материалов.

Книга предназначена для специалистов в области рудообразования, тектоники и магматизма.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:**

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 720001 Бишкек, бульвар Дзержинского, 42; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252208 Киев, ул. «Правды», 80 «а»; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22; 443002 Самара, пр-т Ленина, 2; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.